



Transport af opløste stoffer i grundvand

Bjerg, Poul Løgstrup; Broholm, Kim; Kjeldsen, Peter

Published in:
Kemiske stoffers opførsel i jord og grundvand

Publication date:
1996

Document Version
Publisher's PDF, also known as Version of record

[Link back to DTU Orbit](#)

Citation (APA):
Bjerg, P. L., Broholm, K., & Kjeldsen, P. (1996). Transport af opløste stoffer i grundvand. In P. Kjeldsen, & T. H. Christensen (Eds.), *Kemiske stoffers opførsel i jord og grundvand* (Vol. 1, pp. 167-204). Miljøstyrelsen. Projekt om jord og grundvand fra Miljøstyrelsen No. 20

General rights

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

Projekt om jord og grundvand fra Miljøstyrelsen

Nr. 20 1996

Kemiske stoffers opførsel i jord og grundvand

Bind 1

Peter Kjeldsen & Thomas Højlund Christensen
Institut for Miljøteknologi,
Danmarks Tekniske Universitet

6 Transport af opløste stoffer i grundvand

Poul L. Bjerg, Kim Broholm & Peter Kjeldsen

6.1 Indledning

Dette kapitel omhandler transport af opløste stoffer i grundvand. En grundlæggende forståelse af stoftransporten er afgørende for at forstå spredningen af stoffer i grundvandsmiljøet og vil således også være en forudsætning for at forstå de biologiske og kemiske processer. Generelt skal transport af opløste stoffer ses som en spredning i tre dimensioner, hvor hydrologiske (infiltration, vandløb, søer) og hydrogeologiske forhold (geologiske lag, hydrauliske egenskaber i akviferen) styrer stoffernes udbredelse og spredning. Kapitlet her giver ikke en sammenhængende hydrologisk og hydrogeologisk beskrivelse, der henvises i stedet til kapitel 2 og faglitteraturen f.eks. Freeze & Cherry¹. Der er i stedet lagt særlig vægt på tre emner som er af særlig betydning: dispersion i porøse medier, stoftransport i sprækkede bjergarter (kalk, moræner), samt betydningen af vandets densitet for stoftransportprocessen.

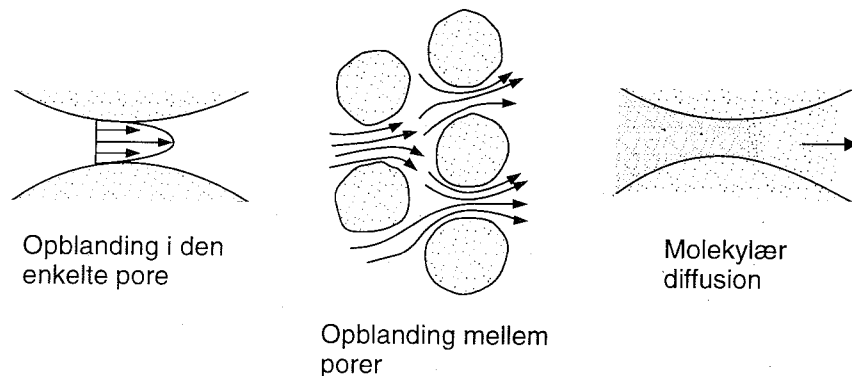
Nærværende kapitel forudsætter kendskab til indholdet af kapitel 2 vedrørende stoftransport, hvor de generelle ligninger for stoftransport er gennemgået. Stoftransporten, som beskrives i dette kapitel er principielt gældende for alle opløste stoffer, men de beskrevne forhold forudsætter generelt, at stofferne er ikke reaktive stoffer dvs. at de ikke deltager i kompleksering, sorption, ionbytning, opløsning/udfældning. Hvis stoffet er reaktivt bør dette indgå i beskrivelsen af stoftransporten, se kapitel 7 og 8.

6.2 Dispersion

6.2.1 Hydrodynamisk dispersion

Konservative opløste stoffer vil transporteres med grundvandet. Der skelnes mellem advektiv og dispersiv transport. Ved advektive transport forstås strømning med grundvandets middelhastighed, v_p (ligning 2.1-2.3). Stoffet vil dog sprede sig fra grundvandets strømningsretning på grund af hydrodynamisk dispersion, som vil forårsage fortynding af stoffet. Dispersion kan både skyldes diffusion og mekanisk dispersion. Diffusionsprocessen har kun betydning ved lave transporthastigheder og vil blive omtalt særskilt i forbindelse med sprækketransport (afsnit 6.4). Mekanisk dispersion kan foregå på mikroskopisk niveau og makroskopisk niveau (figur 2.15).

På mikroskopisk niveau illustrerer figur 6.1 de tre betydende mekanismer (a) Forskellig strømningshastighed i den enkelte pore; (b) Opblanding på grund af forskellige porestørrelser langs strømningsvejen og (c) molekulær diffusion². Slutresultatet er alle tilfælde en fortyndingsproces, der gradvis vil mindske stofkoncentrationerne i takt med at stofferne vandrer gennem det porøse medium.



Figur 6.1
Dispersionsprocessen i mikroskopisk skala. Efter Freeze & Cherry¹.

Spredningsprocessen kan både ske på langs af den generelle strømningsretning og kaldes så langsgående dispersion. Tilsvarende kaldes spredning på tværs af strømningsretningen tværgående dispersion, som både kan være horisontal og vertikal.

6.2.2 Matematisk beskrivelse af dispersionsprocessen

Dispersionsprocessen kan matematisk beskrives både i en, to eller tre dimensioner. Forståelsesmæssigt er en en-dimensional beskrivelse hensigtsmæssig, men i forhold til beskrivelse af en reel forureningsspredning i grundvandszonen i et naturligt geologisk miljø vil den normalt være mangelfuld.

En dimensional beskrivelse

En-dimensional beskrivelse (eksempel med søjleforsøg) kan beskrives ved følgende ligning²:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{\partial C}{\partial l} v_1 + \frac{\partial^2 C}{\partial l^2} D_L \quad 6.1$$

hvor

C angiver koncentrationen af det konservative stof

v_1 angiver hastigheden

D_L angiver den longitudinale dispersionskoefficient (i strømningsretningen)

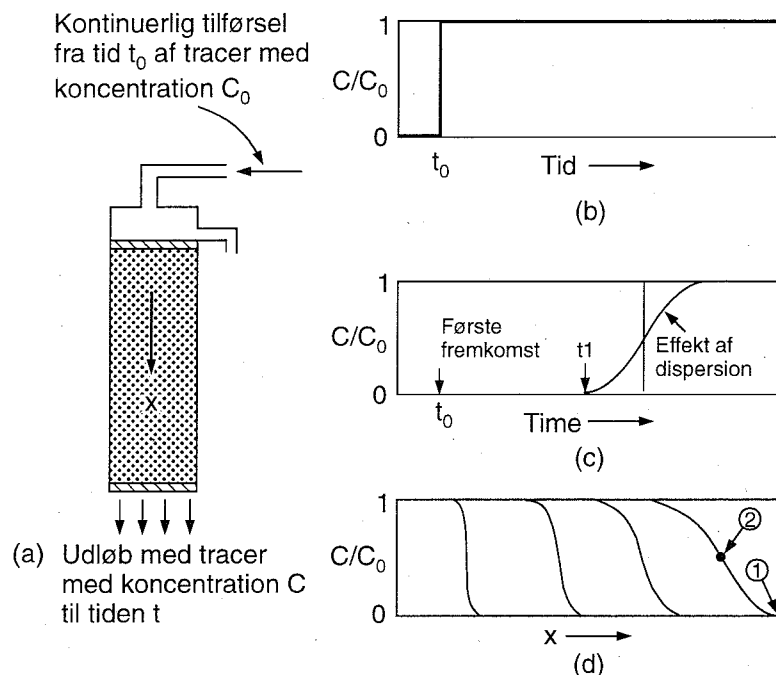
t er tiden

l er koordinaten i strømningsretningen

Den longitudinale dispersionskoefficient kan beskrives ved den longitudinale dispersivitet, α_L , idet:

$$D_L = \alpha_L \cdot v_p$$

Tilsvarende defineres den horisontale tværgående, $\alpha_{T,h}$ og den vertikale tværgående dispersivitet, $\alpha_{T,v}$.

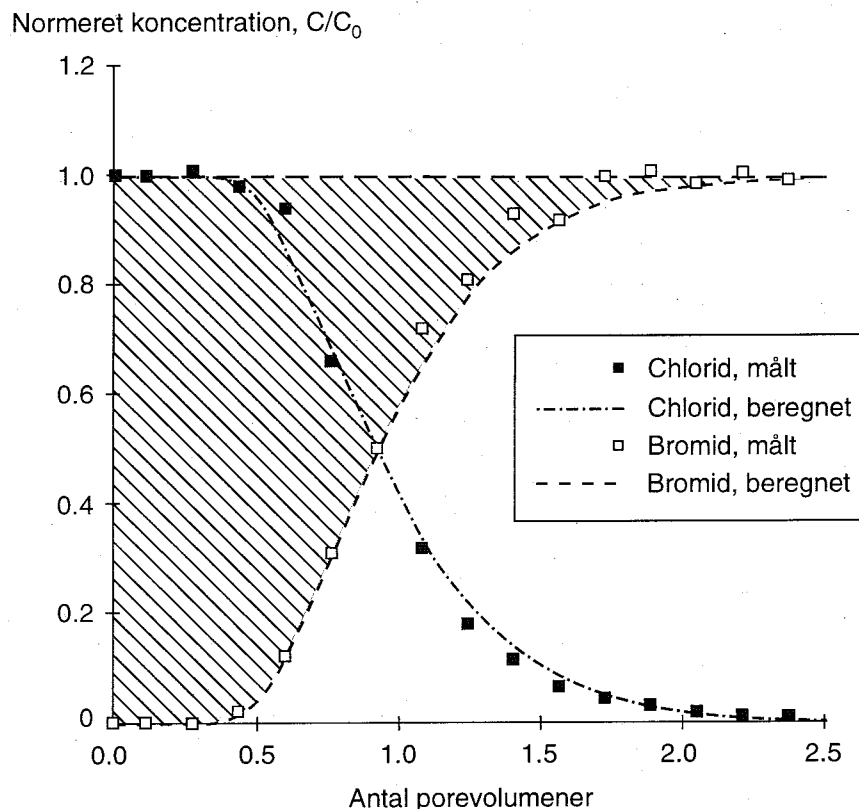


Figur 6.2

Kolonneforsøg med en tracer til illustrering af den langsgående dispersion. (a) Kolonne med konstant flow og kontinuert tilførsel af en tracer fra t_0 . (b) Tracer-koncentration i indløb. (c) Den relative tracerkoncentration i udløb fra kolonnen (den stiplede linie viser koncentration ved stempelstrømning, mens den fuldt optrukne linie viser effekten af dispersion). (d) koncentrationsprofil i kolonnen til forskellige tidspunkter. Efter Freeze & Cherry¹.

Figur 6.2a viser et simpelt forsøg til illustration af ovenstående ligning. I forsøget fødes et ikke reaktivt stof med koncentrationen, C_0 , kontinuert med en konstant hastighed i en kolonne pakket med homogent porøst medie f.eks. sand. Koncentrationen i kolonnen før introduktion af stoffet er 0 (der er set bort fra diffusion). Koncentrationen i kolonnen kan bekvemt udtrykkes ved C/C_0 , hvor C er koncentrationen i kolonnen eller i udløbet fra kolonnen. Udløbskoncentration som en funktion af tiden kaldes en gennembrudskurve. Under forudsætning af at dispersionen i kolonnen er 0, vil stoffet ankomme til udløbet til tiden $t_0 = x/v_p$ svarende til et porevolumen. v_p kan bestemmes som $Q/\epsilon A$, hvor Q er indløbsmængden, ϵ er porøsiteten og A kolonnens tværsnitsareal. I realiteten vil dispersionen sprede gennembrudskurven, så noget stof ankommer før t_0 og noget ankommer efter t_0 (figur 6.2c). Spredningen af stoffet vil vokse med vandringsvejen svarende til figur 6.2d, hvor gennembrudskurver er betragtet i forskellige afstande fra kolonnens indløb.

Figur 6.3 viser et eksempel på et kolonneforsøg med et homogent akvifer materiale fra et grundvandsmagasin ved Grindsted². I dette forsøg er chlorid anvendt som tracer. Det teoretiske porevolumen kan beregnes ud fra akvifer-materialets densitet og massen i kolonnen, samt søjlens volumen. Det observerede porevolumen kan bestemmes ud fra det skraverede areal på figur 6.3.



Figur 6.3

Gennembrudskurve for chlorid for kolonneforsøg med sandet akvifermateriale. Efter Hamburger & Braunstein².

Det teoretisk beregnede og det faktisk observerede porevolumen viste i dette tilfælde meget god overensstemmelse. I begge tilfælde svarede porevolumet til en porøsitet på 0,33, hvilket er en typisk værdi for et sandet akvifermateriale. Den langsgående dispersivitet blev bestemt til 0,005m ved en porevandshastighed på $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$.

Tre dimensional beskrivelse

Den tre dimensionale beskrivelse af dispersionen er i forhold til naturlige forhold den ideelle måde at beskrive stofspredningen på. Uheldigvis er den i forhold til praktiske problemstillinger vanskelig pga. af det store antal parametre, som indgår i beskrivelsen. Disse parametre er ofte svære at identificere og en matematisk korrekt beskrivelse vil derfor ofte blive svækket af mangel på veldokumenterede parameterværdier.

I en tre dimensional opfattelse af dispersionsprocessen indgår der tre komponenter: den langsgående dispersivitet (i strømningsretningen), den horisontale, tværgående dispersivitet og den vertikale, tværgående dispersivitet. Dispersiviteten udviser en afstandsafhængighed, således at en konstant såkaldt makrodispersivitet nås asymptotisk efterhånden som dispersionsprocessen skrider frem^{3,4,5}. Overgangszonen, indtil den asymptotiske dispersivitet er nået, antages at have en længde på mere end 10 gange korrelationslængden (se box 6.1) for den horisontale hydrauliske ledningsevne. For sand- og grusaflejringer er der fundet horisontale korrelationslængder svarende til overgangszoner på under 30 m^{6,7,8}, hvorfor overgangszonen for de fleste praktiske formål er uden betydning.

Box 6.1: Geostatistik.

Den rumlige korrelation af geokemiske eller hydrauliske parametre kan undersøges ved hjælp af geostatistiske metoder⁹. Af særlig betydning er variogramfunktionen $\gamma(h)$, der giver et mål for forskellen mellem to målte værdier af den undersøgte parameter målt i en given afstand (h).

Værdien af variogramfunktionen er uafhængig af den absolutte placering af målepunkterne, kun afstanden mellem punkterne betyder noget. Ved at beregne funktionen for et stort antal målepunkter kan et variogram optegnes. Variogrammet viser $\gamma(h)$, som en funktion af afstanden. Hvis forskellen mellem de målte værdier afhænger af afstanden, vil variogramfunktionen vokse med afstanden. I nogle tilfælde ophører denne korrelation, når afstanden mellem målepunkterne overstiger en vis værdi (korrelationsafstand, range), og variogrammet vil således opnå en konstant værdi i denne afstand.

Der kan anvendes forskellige teoretiske modeller til at beskrive et eksperimentelt variogram eksempelvis sfærisk, gaussisk eller exponentiel model. Den exponentielle model er defineret som

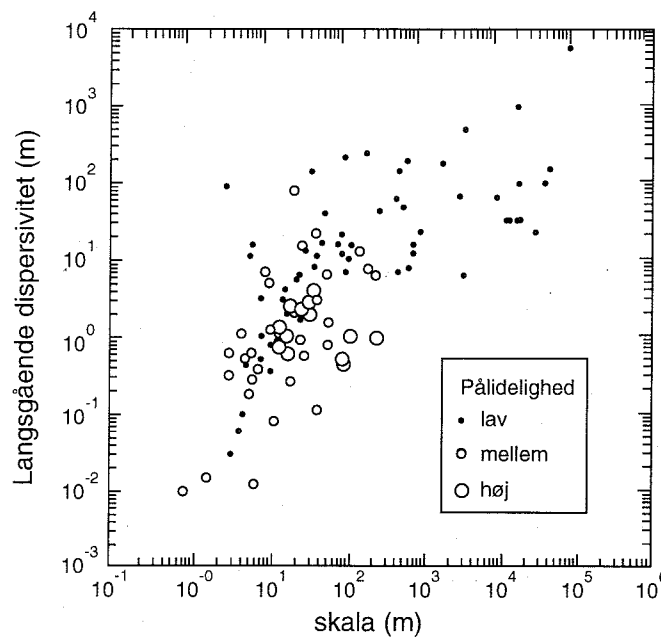
$$\gamma = C (1 - \exp(-h/a))$$

hvor C er en konstant, h er afstanden og a kaldes korrelationslængden. Korrelationslængden er ca. 1/3 af korrelationsafstanden.

Dispersivitetsværdier er i de senere år blevet bestemt ved en omfattende mængde af tracerforsøg under forskellige geologiske forhold¹⁰. I forhold til den langsgående dispersivitet er resultatet fra 59 feltundersøgelser samlet i figur 6.4, hvor de er inddelt i tre pålidelighedsgrupper og afbildet som en funktion af transportafstanden. Hvis der fokuseres på de meget pålidelige data, som er indsamlet ved velkontrollerede feltinjektionsforsøg, ses, at de målte dispersiviteter generelt varierer fra 0,4 m til ca. 3 m for en transportafstand fra 15 til 250 m. En skalalængde som er meget relevant i forhold til forureningsspredning fra punktkilder.

Den horisontale tværgående dispersivitet, α_t , er også undersøgt¹⁰, men datamaterialet er mere sparsomt. De generelle værdier for α_t er af størrelsesordenen 0,1-1 m for de mest pålidelige data. Dette viser, at spredningen på tværs af strømningsretningen er væsentlig mindre end på langs af strømningsretningen. Tilsvarende er den vertikale dispersivitet endnu mindre, typisk 10 gange lavere end den horisontale tværgående dispersivitet. I dette tilfælde er der dog grund til at være meget opmærksom på om densitetseffekter kan have betydning, da de typisk vil forøge den vertikale spredning (se afsnit 6.3).

I tabel 6.1 er samlet en fire detaljerede feltundersøgelser, som yderligere underbygger ovenstående resultater. I tabellen indgår resultaterne fra et injektionsforsøg ved Vejen, som ikke var publiceret, da figur 6.4 blev udarbejdet. Vejen-undersøgelsen er den eneste undersøgelse under danske



Figur 6.4

Langsgående dispersion som en funktion af afstanden. Størrelsen af symbolerne indikerer forsøgenes pålidelighed. Efter Gethar et al.¹⁰

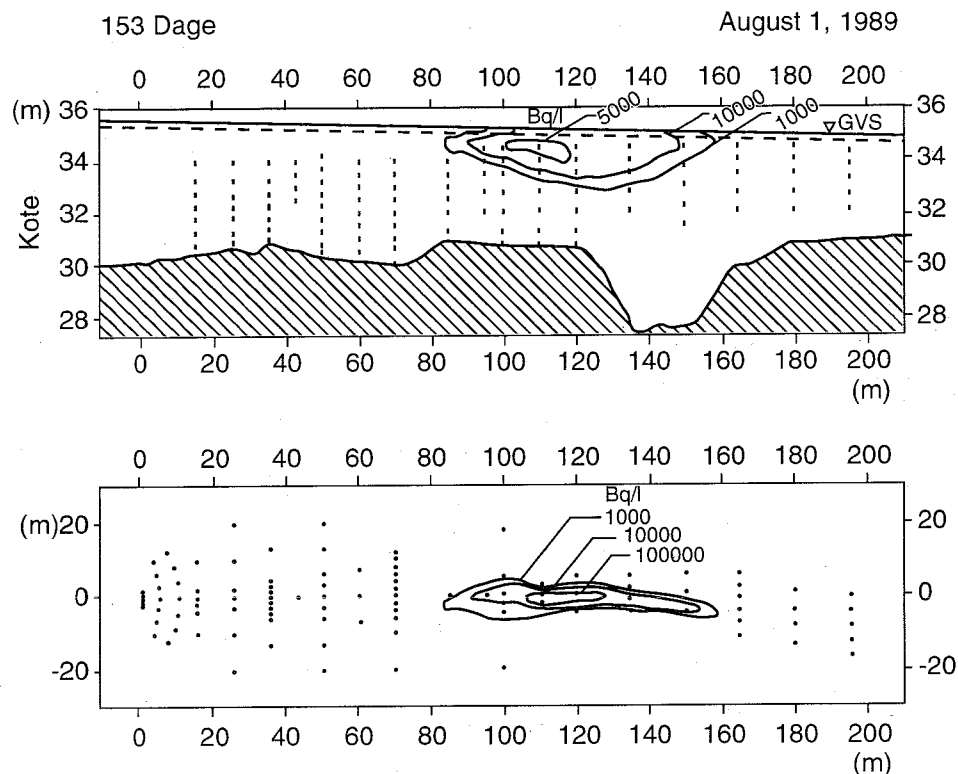
forhold og er repræsentativ for en typisk dansk smeltevandsaflejring. Columbus-undersøgelsen er særlig interessant, da den i forhold til de øvrige undersøgelser repræsenterer en akvifer, der fra et geologisk synspunkt er langt mere heterogen end de øvrige feltundersøgelser. Ved stigende grad af heterogenitet i en akvifer - svarende til større variation af den hydrauliske ledningsevne - vil dispersionen være større. Teoretisk er det udledt, at dispersionen er en funktion af variansen og korrelationslængden for den hydrauliske ledningsevne³. Ud fra denne sammenhæng er der på baggrund af omfattende målinger af den rumlige variation af den hydrauliske ledningsevne i relativt homogene smeltevandssand- og grusreservoirer beregnet asymptotiske longitudinale dispersiviteter, som svarer til de observerede dispersiviteter^{6,7,8}. For mere heterogene akviferer passer de stokastiske teorier mindre godt med feltobservationerne^{11,12} bl.a. fordi de forsimplede forudsætninger ikke er opfyldt. Stadig gælder det dog generelt, at dispersivitetsværdierne vokser med stigende geologisk heterogenitet.

Tabel 6.1 er opbygget således, at den geologiske heterogenitet i de undersøgte akviferer generelt vokser fra venstre mod højre. Tilsvarende fremgår det som forudsagt at de observerede dispersivitetsværdier vokser, men stadig for det mest heterogene tilfælde er den observerede langsgående dispersivitet kun 5-10 m. Så når der i figur 6.4 og generelt i undersøgelser ofte har været angivet eller anvendt langsgående dispersiviteter med en størrelse på flere hundrede m skyldes det formentlig, at dispersiviteten har inkluderet al usikkerhed inklusiv manglende kendskab til geologiske forhold.

6.2.3 Eksempler på observeret stofspredning

Feltobservationer af forurening fra punktkilder har typisk indikeret faner med begrænset udstrækning på tværs af strømningsretningen¹³. På grund af manglende kendskab til kildens historie og de sommetider meget komplicerede

strømningsforhold ved affaldsdepoter (se afsnit 6.1.6) er disse forureningsfaner mindre egnede til at illustrere stofspredningen forårsaget af dispersionsprocesser. I stedet vil der blive givet to eksempler fra feltinjektionsforsøg, som illustrerer stofspredningen under relativt homogene henholdsvis heterogene geologiske forhold^{14,12}. Disse to eksempler er illustreret på henholdsvis figur 6.5 og figur 6.6. Der henvises iøvrigt til de forklarende figurtekster.



Figur 6.5

Vertikalt (øverst) og horisontalt (nederst) tværsnit af tritiumskyen efter 153 dage ved et injektionsforsøg i Vejen, Danmark. Tritiumdoseringen er foretaget momentant i 3 borer med en indbyrdes afstand på 1 m (angivet som ●). Det fremgår, at spredningen i længderetningen er langt mere udpræget end udbredelsen på tværs af strømningsretningen (både vertikalt og transversalt). Det skraverede areal på den øverste figur angiver et lerlag, som udgør akviferens nede begrænsning. Fra Jensen et al¹⁴.

6.2.4 "Kemisk" dispersion

"Kemisk" dispersion er en slangbetegnelse for den forøgede dispersion kemiske processer kan give anledning til. Den forøgede dispersion er typisk langsgående resulterende i haleeffekter på gennembrudskurver for pulsudslip eller forøget dispersion i gennembrudskurven ved konstant udslip. Det betyder, at effekten har størst betydning for et udslip af kortvarig længde, hvor haleeffekten kan give anledning til lave koncentrationer i gennem en meget lang periode. Kemisk dispersion kan være forårsaget af flere forhold:

Tabel 6.1 Værdier for hydrauliske gradienter, effektive porøsiter, hydrauliske ledningsevner, dispersiviteter og observerede tracerhastigheder fundet ved 4 forskellige tracerforsøg.

		Cape Cod ^a	Vejen ^b	Borden ^c	Columbus ^d
Geologisk miljø		smeltevands- aflejring	smeltevands- aflejring	smeltevands- aflejring	smeltevands- aflejring
Akvifermateriale		mellem til groft sand med noget grus	mellem til groft sand	mellem, fint og siltet sand	meget heterogent sand og grus
Hydraulisk gradient, I	‰	1,5	4,5	4,3	3
Effektiv porøsitet, ϵ_e		0,39	0,33	0,33	0,31
Geometrisk middelværdi af hydraulisk ledningsevne, K	m/s	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$10^{-5} - 10^{-3}$
Varians af hydraulisk ledningsevne, σ_{HK}		0,12-0,29	0,20-0,41	0,24-0,37	2,8
Horizontal korrelationslængde, λ_{HK}	m	2,6	1-2,5	5,1-8,3	12,8
Dispersiviteter					
$\alpha_{l,h}$	m	0,96	0,45	0,43	7,5
$\alpha_{t,h}$	m	0,018	0,001	0,039	-
$\alpha_{t,v}$	m	0,0015	0,0005	-	-
Tracer		bromid	tritium	bromid/klorid	bromid
Tracerhastighed	m/dag	0,42	0,77	0,09	0,03-0,5

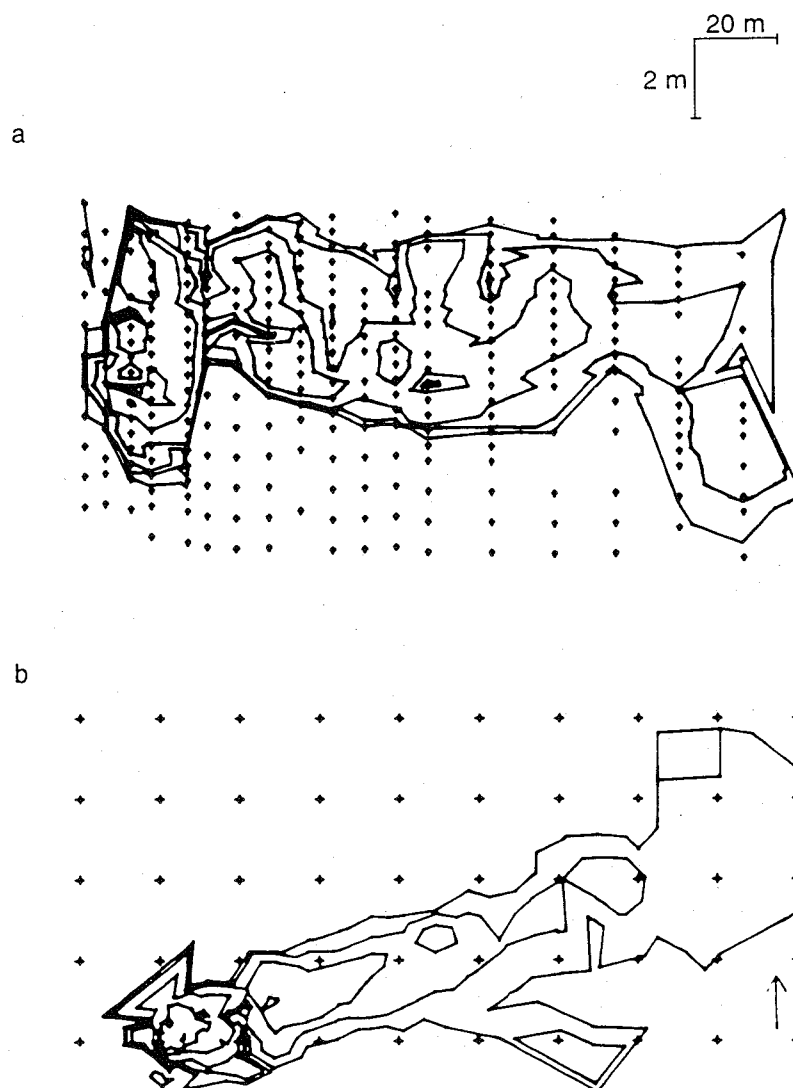
a: Fra LeBlanc et al.¹⁵, Garabedian et al.⁵, Hess et al.⁷

b: Fra Bjerg et al.⁸, Jensen et al.¹⁴

c: Fra McKay et al.¹⁶, Freyberg⁴, Sudicky⁶, Woodbury & Sudicky¹⁷.

d: Fra Boggs et al.¹⁸, Adams & Gelhar¹², Rehfeldt et al.¹⁹

- ikke målt



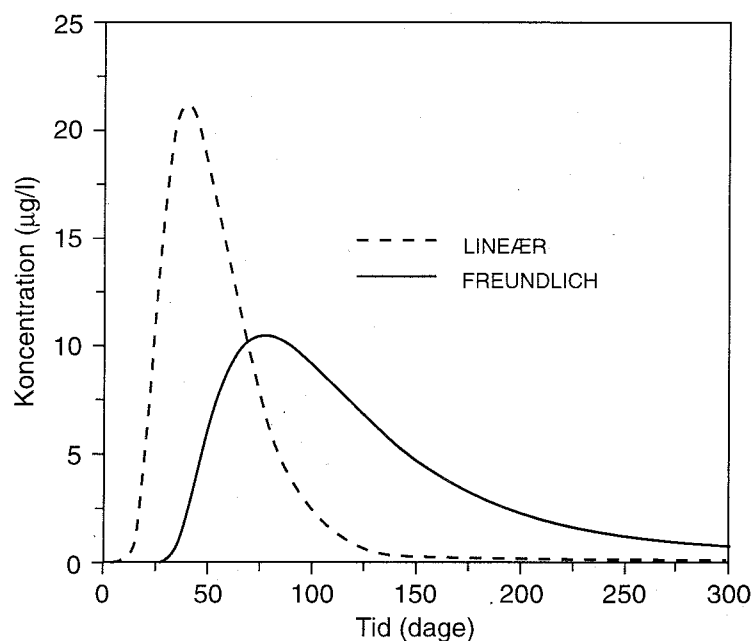
Snapshot 7 (dag 503; $c_{\max} = 99$)

Figur 6.6

Vertikalt (øverst) og horisontalt (nederst) tværsnit af bromid udbredelsen efter 503 dage ved et injektionsforsøg i Columbus, USA. Injektionen er foretaget ved at pumpe 10 m^3 grundvand med $2500 \text{ mg bromid L}^{-1}$ ned i 5 borer med en indbyrdes afstand på 1 m i løbet af 48,5 timer. Den observerede spredning er betydelig både horisontalt og vertikalt på grund af en stor variation i den hydrauliske ledningsevne. Der er en systematisk stigning af de hydrauliske ledningsevne i strømningsretningen. Tæt på injektionsboringerne er porevandshastigheden ca. $5\text{--}10 \text{ m dag}^{-1}$, mens porevandshastigheden er større end 100 m år^{-1} længere borte fra injektionsboringerne. Efter Adams & Gelhar¹².

1). Ikke-lineære processer tilbageholdesprocesser 2). Korrelation mellem hydraulisk ledningsevne og kemiske parametre (f.eks. K_d) 3). Kinetiske processer. Desuden kan diffusion mellem mobilt/immobilt grundvand give anledning til effekter, som reaktionsmæssigt har stor lighed med de kinetiske processer.

Ikke lineære processer kan f.eks. være sorption (hvis stofferne forekommer i høje koncentrationer), ionbytning eller nedbrydning. I alle tilfælde betyder ikke-lineariteten, at stoffer i lave koncentrationer tilbageholdes mere eller nedbrydes hurtigere. Det er illustreret ved gennembrudskurven i figur 6.7.



Figur 6.7

Gennembrudskurve for kolonneforsøg med sorption, hvor der er anvendt en lineær sorptionsmodel og en ikke-lineær sorptionsmodel (Freundlich).

Tilsvarende kurveformer (forøget tilsyneladende dispersion) kan opnås ved en negativ korrelation mellem den hydrauliske ledningsevne og f.eks. distributionskoefficienten, K_d (se f.eks. Burr et al.²⁰). Altså er K_d størst i områder, hvor den hydrauliske ledningsevne er mindst. Sådant en sammenhæng er rapporteret i litteraturen, men korrelation er relativt svag²¹. Et andet forhold der kan gøre sig gældende er indflydelsen af kinetik på en tilbageholdelsesproces f.eks. sorption. I det tilfælde, hvor der ikke løbende opnås en lokal ligevægt, fordi processen er for langsom i forhold til grundvandets strømningshastighed, fås der en kinetisk effekt. I forhold til gennembrudskurven i figur 6.7 kan effekten give samme kurveform som effekten af ikke-linearitet og korrelationssammenhænge mellem hydraulisk ledningsevne. Af den årsag er det også på baggrund af eksperimentelle data vanskeligt at skelne de tre fænomener, selv med kendskab til de nøjagtige betingelser²⁰. I forhold til praktiske problemstillinger er disse forhold nok af mindre betydning, når strømningsforholdene er naturlige, men i forbindelse med forøgede grundvandshastigheder ved oprensning/afværgpumpning og lignende bør betydningen af kinetiske processer ikke undervurderes (se også kapitel 7).

6.2.5 Dispersion i modelarbejde

I forbindelse med anvendelse af numeriske modeller til simulering af stofspredningen har størrelsen af de anvendte dispersivitetsværdier afgørende indflydelse på den simulerede stofspredning. Det har særlig betydning i forhold til simulering af den transversale og vertikale spredning af forureningen fra punktkilder, f.eks. lossepladser eller kemikalieaffaldsdepoter,

hvor en undervurdering/overvurdering er helt afgørende for de stofkoncentrationer, der vil blive simuleret i en nedstrøms boring. Den langsgående dispersion afgør, hvornår forureningen kan detekteres i boringen, men har efter gennembrud ingen betydning for stofkoncentrationerne, hvis der er tale om en konstant kilde.

I forbindelse med en fladeforurening har den transversale spredning mindre betydning, da forureningskilden i sagens natur er konstant over fladen. I den situation kan den vertikale dispersion til gengæld være uhyre kritisk, da den styrer opblandingen mellem fladekilden og det naturlige grundvand. Dette har direkte betydning for hvor dybt forureningen spreder sig og kan indirekte være kritisk ved eventuelle reaktive processer, hvor stoffluxen over f.eks. en oxidations/reduktionsgrænse kan være af betydning (f.eks. ved nitratforurening).

Disse generelle overvejelser betyder også, at der generelt bør anvendes tre-dimensionale modeller ved simulering af punktkilder, således at stofspredningen kan simuleres mest realistiske. Optimalt bør der selvfølgelig foretages en kalibrering/bestemmelse af dispersiviteterne direkte ved tracerforsøg, men for praktiske formål er det normalt urealistisk. I stedet bør dispersivitetsværdierne i sådanne modeller som minimum baseres på en vurdering af den geologiske heterogenitet i akviferen og følges op af en uafhængig kalibrering i forhold til koncentrationsobservationer (bedst i form af gennembrudskurver). Hvis det er muligt kan den geologiske heterogenitet vurderes mere kvantitativt ved målinger af den lokale hydrauliske ledningsevne (evt. ud fra kornstørrelsesfordelinger) og sammenhænge, som nævnt i afsnit 6.1.2, kan benyttes som ledetråd for dispersiviteterne størrelse.

Ved simulering af fladekilder vil vertikale snitmodeller i mange tilfælde være anvendelige, da de giver en god beskrivelse af den vertikale opblanding (men negligerer den transversale). Samtidig betyder begrænsningen til to dimensioner at det regneteknisk er mere overkommeligt at opnå tilstrækkelig fin diskretisering.

6.2.6 Andre årsager til stofspredning

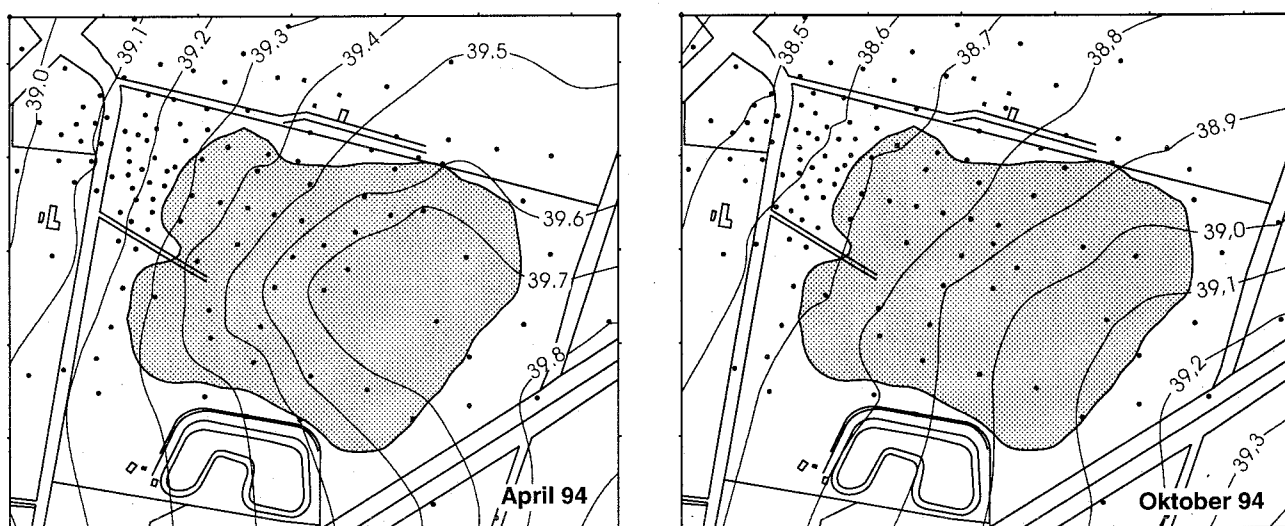
Dispersion opfattes generelt som stofspredningen uden hensyntagen til ændringer i strømningsretning, som i visse situationer kan have samme effekt. Det drejer sig f.eks. om vandindvinding eller hydrologiske/hydrogeologisk betingede ændringer i strømningsretning.

Vandindvinding kan være relativt konstant oppumpning ved en kildeplads eller lignende og vil i denne situation blot give en ny stationær situation som ikke vil give anledning til forøget stofspredning. I modsætning til denne situation kan skiftende oppumpning fra en kildeplads eller f.eks. i forbindelse med

markvanding give variationer i potentialebilledet, som kan forøge stofspredningen og umiddelbart virke som en tilsyneladende forøget dispersion. Variationen i oppumpningsmønsteret kan både være af kortvarig karakter (spidsbelastning) eller årstidsmæssig (markvanding i sommermåneder). Det er derfor væsentligt ved vurderingen af potentialebilledet at være opmærksom på, om der er mulighed for påvirkning fra indvindingsboringer.

Variationer i grundvandets strømningsretning specielt med årstiden kan også være forårsaget af vandløb eller hydrogeologiske forhold. Sidstnævnte kunne f.eks. være i form af transmissivitetsvariationer som en funktion af grundvandsstanden, hvis den geologiske lagfølge indeholder lag med forskellige hydrauliske egenskaber.

En speciel effekt er i en række tilfælde set i forbindelse med lossepladser, hvor der i vinterperioden sker en opbygning af en overhøjde i grundvandsstanden ved/i lossepladsen. En sådan overhøjde (mound) bevirker, at potentialeforholdene om vinteren og i forårsmånederne er betydelig anderledes end i sommer og efterårsmånederne. Typisk ses en divergerende strømning ved lossepladsen i forårsmånederne²² (figur 6.8), som bevirker en kraftig forøgelse af stofspredningen.



Figur 6.8
Variation i strømningsbilledet ved Grindsted Gl. Losseplads. Potentialebillede fra april og oktober 1994. Fra Kjeldsen et al.²²

6.3 Densitetstransport

6.3.1 Baggrund

I kapitel 2 er de styrende ligninger for vandets og stoffernes transport præsenteret. Dispersionsprocessen, som indgår i stoftransportligningen (se box 2.1) er yderligere behandlet først i dette kapitel. I beskrivelsen indtil nu er vandets fysiske karakteristika (densitet og viskositet) forudsat at være konstante og uafhængig af om vandet er forurenet eller ej. Forurenet vand, specielt fra lossepladser og specialdepoter, kan dog som følge af det høje indhold af opløste salte og en fra omgivelserne afvigende temperatur, godt have en anden densitet og viskositet end det uforurenede grundvand som nedsivningen sker til. I tabel 6.2 er refereret en dansk undersøgelse af visko-

siteter og densiteter af perkolat fra danske lossepladser². Viskositeten og densiteten af uforurennet grundvand er omtrentlig henholdsvis 1,3cP og 1,0000 g cm⁻³ ved 10°C. Det ses af tabellen af viskositeten er mellem 1-15 % forøget. Densiteten er tilsvarende forøget op til 1,3 % med en gennemsnitlig forøgelse på 0,8 %.

Tabel 6.2 Måling af perkolatdensiteter og andre perkolatkarakteristika ved danske lossepladser.

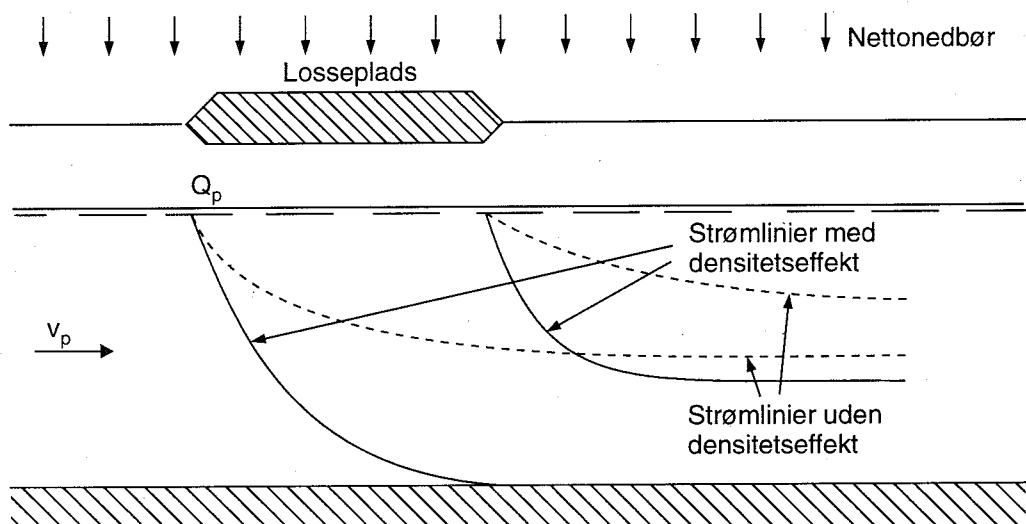
Sted	Temperatur °C	pH	Tørstof mg L ⁻¹	Chlorid mg L ⁻¹	Ledn. evne mS m ⁻¹	Viskositet cP	Kem. iltfb. mg L ⁻¹	Densitet g cm ⁻³
Forlev	14,0	7,25	12800	3720	1680	1,363	1900	1,0096
Forlev(2)	-	7,0	-	2120	1200	1,375	1460	1,0080
Sandholts(1)	13,5	7,60	13400	3680	1950	1,490	7400	1,0099
sandholts(2)	20,0	7,45	23700	4370	1850	1,498	11600	1,0109
Vejlby	12,5	6,35	18300	1950	1350	1,447	13600	1,0084
Egtved	9,0	6,60	600	50	71	1,327	220	0,9986
Grindsted(1)	13,0	7,80	6300	1510	926	1,363	2100	1,0043
Grindsted(2)	13,0	7,30	7200	1520	1080	1,385	5000	1,0051
Ubberup	13,0	7,35	6000	1470	849	1,357	1400	1,0042
Aunsø	13,0	7,35	18100	3370	1900	1,447	10300	1,0101
Vestskoven(1)	21,5	8,55	16100	5460	1790	1,322	240	1,0104
Vestskoven(2)	17,0	10,20	19400	5690	1780	1,319	390	1,0102
Hedeland	17,5	6,60	8800	3070	1092	1,334	2200	1,0057
Fredtofte(1)	12,0	7,20	3600	1480	461	1,315	140	1,0006
Fredtofte(2)	13,0	7,05	12000	5050	136	1,319	500	1,0065
Fredtofte(3)	13,0	7,20	3300	970	369	1,318	140	1,0004

Specielt de høje densiteter (se iøvrigt afsnit 6.2.2) kan betyde, at perkolatfanens bevægelse umiddelbart under lossepladsen kan få en væsentlig nedadrettet komponent, hvilket resulterer i, at perkolatfanen vil placere sig betydelig dybere i akviferen end forudsat udfra almindelig grundvandsstrømnings-teori - se figur 6.9.

På figuren er også gengivet de vigtigste faktorer af betydning for densitetstransporten. Disse faktorer vil blive indgående beskrevet i afsnit 6.2.3. Den dybere placering af perkolatfanen har stor betydning for hvorledes fanen skal monitoreres - der er set flere eksempler på at monitoringsboringer har været for korte, så fanen er dykket under boringerne. Det kan også have stor økonomisk betydning eftersom at monitorings- og afværgeboringer må laves meget dybe for at afgrænse og opfange perkolatfanen.

Effekten af forøgede densiteter på strømningsmønstret i perkolatfaner har gennem de sidste 30 år været genstand for en del forskning, i form af feltobservationer^{23,24,25,26} laboratorieforsøg^{27,28,29} og simulering med matematiske stofspredningsmodeller^{30,2,31,32}.

På figur 6.10 er vist et eksempel på en fane påvirket af densitetseffekter. Figuren viser faneudbredelsen fra en losseplads på Long Island, USA i forskellige dybder. Det er ganske tydeligt at perkolatet er sunket ned til bunden af akviferen (30-40 meter under grundvandsspejlet).



Betydende faktorer

Perkolatnedsivning, Q_p	Hydraulisk ledningsevne-
Perkolatdensitet, ρ	fordeling (anisotropiforhold)
Grundvandsdensitet, ρ_0	Dispersiviteter, α_L , α_T
Grundvandshastighed, v_p	Tilstedeværelse af gennemgående
Perkolatviskositet, μ	geologiske lag, samt deres hældning
Grundvandviskositet, μ_0	

Figur 6.9

Konceptuel model af perkolatfane med betydelig densitetstransport. De vigtigste betydende faktorer er ligeledes vist.

6.3.2 Matematisk beskrivelse af densitetstransport

Transporten af perkolat, hvor der tages hensyn til forskelle i densitet og viskositet, styres også af Darcy's lov. I box 6.2 er de vigtigste ligninger gengivet i en matematisk beskrivelse af densitetstransporten.

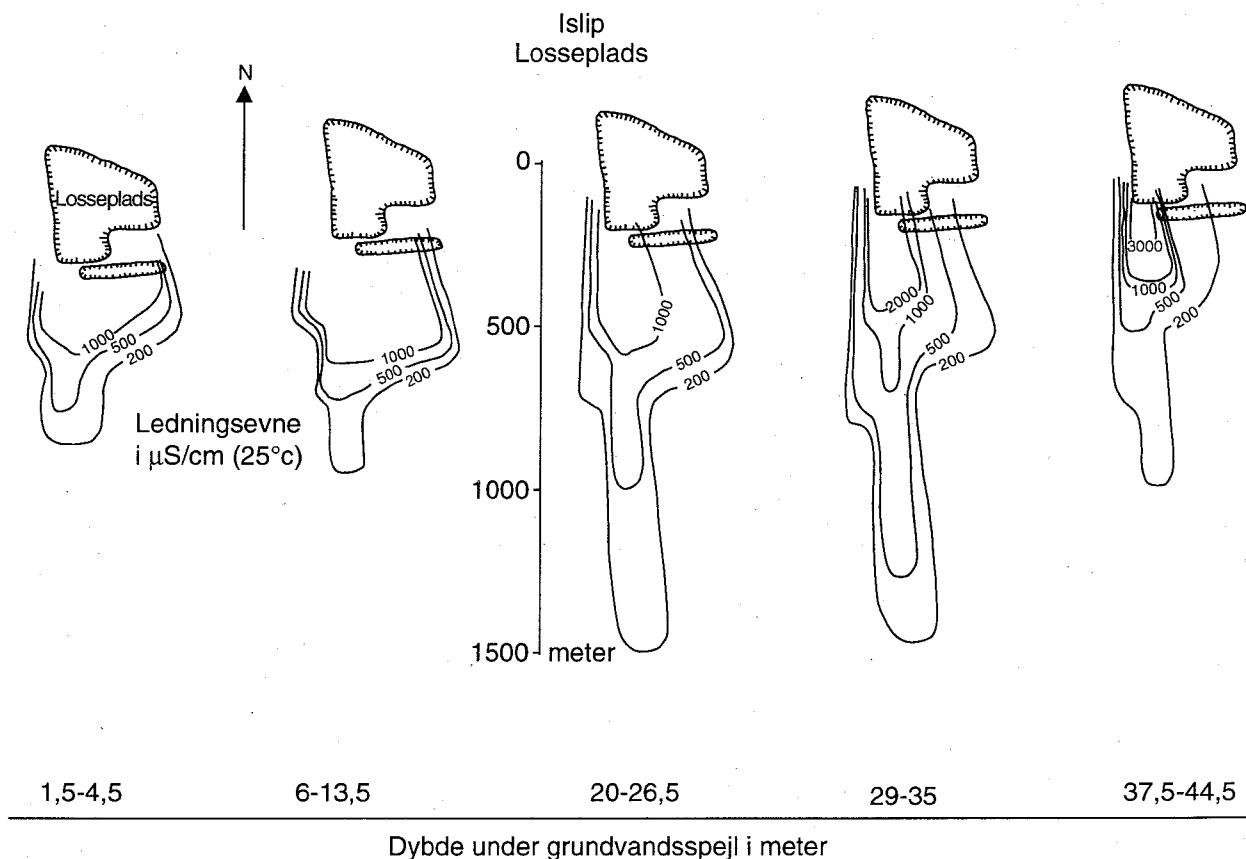
Simpel vurdering af densitetstransportens betydning

Med udgangspunkt i box 6.2 kan densitetstransportens betydning vurderes under følgende forudsætninger:

- lodrette forskelle i det hydrauliske trykniveau ubetydelige
- dispersionen er forsvindende lille
- akviferen er isotropisk (dvs. $k_z = k_x$)

med disse forudsætninger fås:

$$v_x = -\frac{k_x}{\mu} \frac{dh}{dx} \quad \text{og} \quad v_z = -\frac{k_z}{\mu} \frac{\Delta\rho}{\rho_0} \quad 6.2$$



Figur 6.10

Eksempel på perkolatfane påvirket af densitetseffekter. Isokoncentrationskurver for flere dybder er vist. Efter Kimmel & Braids²⁴.

Med $k_x = k_z$ fås at den vandrette og den lodrette hastighed er styret af henholdsvis den almindelige gradient på grundvandsspejlet, dh/dx , og perkolatets relative densitedeficit, $\Delta\rho/\rho_o$. Den resulterende hastigheds hældning, α_v , med vandret kan bestemmes ud fra dette:

$$\alpha_v = \arctan \frac{v_z}{v_x} = \arctan \left(\frac{\Delta\rho}{\rho_o \cdot (dh/dx)} \right) \quad 6.3$$

Ovenstående formel kan kun benyttes til et første skøn på om densitetsstrømning kan tænkes at betyde noget i en konkret sag. Formlen tager ikke hensyn til den i mange sammenhænge komplekse opblanding, der vil foregå når det tunge perkolat bevæger sig ned gennem akviferen. Opblandingen bidrager til en sænkning af $\Delta\rho$ og er dermed bidragende til en reduktion af densitets-transportens bidrag (se iøvrigt afsnit 6.2.3).

Eksempel

I Grindsted Losseplads er den maksimale perkolatdensitet målt til 1,0070 g cm⁻³, og grundvandsspejlets gennemsnitlige gradient til 0,0012. Ved brug af ovenstående formel 6.3 fås:

$$\alpha_v = \arctan \left(\frac{0,0070}{1,0000 \cdot 0,0012} \right) = 80^\circ \quad 6.4$$

Box 6.2

Den generelle Darcy ligning for densitetsafhængig transport er:

$$q_i = - \frac{k_{ij}}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial x_j} + \rho g n_j \right) \quad (1)$$

hvor

- q_i er vandtransport i i'te retning ($L T^{-1}$)
- k_{ij} er permeabilitetstensoren (L^2)
- p er trykket ($M L^{-1} T^{-2}$)
- μ er den dynamiske viskositet ($M L^{-1} T^{-1}$)
- ρ_0 er densiteten ($M L^{-3}$)
- g er tyngdeaccelerationen ($L T^{-2}$)
- $n_j = 1$ for den vertikale retning
- $n_j = 0$ for den horisontale retning

desuden haves:

$$h = (p/(\rho_0 g)) + Z \quad (2)$$

hvor

- h er det totale potentiale, også kaldet det hydrauliske trykniveau (L)
- Z er gravitationspotentialet (L) (lig med den lodrette højde over et valgt nul-niveau).
- $p/(\rho_0 g)$ er trykpotentialet (L)
- ρ_0 er grundvandets densitet (referencedensitet) ($M L^{-3}$)

fra (1) og (2) fås:

$$q_i = - \frac{k_{ij}}{\mu} \left(\frac{\partial h}{\partial x_j} + \rho_r n_j \right)$$

hvor

$$\rho_r = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} = \frac{\Delta \rho}{\rho_0}$$

Dette betyder altså at der potentielt er store muligheder for at densitetstransport kan betyde noget for spredning af perkolatfanen fra Grindsted Losseplads. Det skal dog bemærkes, at den angivne vinkel er en absolut maksimal strømningsvinkel.

Densitetsbeskrivelse

Densiteten af et perkolat afhænger af temperaturen og indholdet af opløste stoffer. Selvom der i litteraturen er rapporteret om forhøjede temperaturer i perkolatfaner, er de observerede forhøjelser sjældent over $10^\circ C$. Sådanne temperaturforskelle vil være helt betydningsløse i forhold til effekten fra indholdet af opløste stoffer³³.

Densiteten af et perkolat afhænger i princippet ikke kun af mængden af opløst stof men også af sammensætningen af opløst stof. Dette komplicerer billedet noget, idet perkolatets sammensætning kan ændres som følge af alle de forskellige processer, der vil forløbe i en perkolfane. For praktiske forhold vil de introducerede ændringer nok være små i forhold til de introducerede ændringer af densiteten alene ved dispersion (opblanding). Fra tabel 6.2 kan man opstille regressionssammenhænge mellem perkolatdensiteten og parametre som tørstofindholdet eller elektrisk ledningsevne, som begge er et mål for perkolatets samlede indhold af stof (for elektrisk ledningsevne kun den ladede fraktion, for tørstof kun den ikke-flygtige fraktion). Undersøgelsen, hvis resultater er refereret i tabel 6.2, viste, at den bedste korrelation blev opnået med den elektriske ledningsevne ved følgende regressionssammenhæng (korrelationskoefficienten var 0,98 baseret på ialt 17 observationer):

$$\rho(\text{i g cm}^{-3}) = 6,87 \cdot 10^{-6} \cdot K (\text{i mS m}^{-1}) + 0,9982 \text{ g cm}^{-3} \quad 6.5$$

Formlen viser at det især er perkolatets uorganiske (og dermed ladede) indhold, der bidrager til densitetsforøgelsen.

Betydningen af viskositetsforskelle

En forøget densitet, giver jf. box 6.2 og ovenstående betragtninger, en drivende kraft i lodret nedadrettet retning, som i størrelse er sammenlignelig med den vandrette drivende kraft, som giver den naturlige grundvandsstrømning. Viskositeten, derimod, indgår i ligningssystemet foran parentes (se ligning (3) i box 6.2), og ændringer heri slår derfor igennem på begge led. Variationer i viskositet vil derfor ikke bidrage i væsentlig grad til ændrede strømningsmønstre (indenfor de viskositetsvariationer, der kan forventes af forurenede grundvand). Dette er da også bekræftet ved simulering med forskellige matematiske modeller^{2,34}. Disse viste at det ingen væsentlig effekt havde på det densitetspåvirkede strømningsmønster om viskositetsændringer blev taget i regning eller ej.

6.3.2 Faktorer af betydning for densitetseffekter

De vigtigste betydende faktorer for i hvor høj grad densitetseffekter for betydning i en perkolfane er listet i figur 6.9 og vil blive diskuteret i det følgende. De væsentligste faktorer kan groft inddeles i forhold til knyttet kilden (nedsivende vandmængder, perkolatdensitet) og hydrogeologiske forhold i de underliggende jordlag (grundvandshastighed, anisotropi, dispersiviteter, m.m.).

Stabilitetsforhold

Ved nedsivning af perkolat, der er tungere end det underliggende grundvand opstår en fysisk ustabil situation. Flere undersøgelser har vist at den ustabile situation kan lede til at perkolatet vil søge mod bunden af det underliggende lettere grundvand. Dette vil ofte ske på en yderst kompleks måde, idet en begyndende nedadrettet transport et givent sted virker selvforstærkende. Herved dannes "fingre" af tungere perkolat ned gennem grundvands zonen^{28,35}. Fingrene har en tendens til først at opstå i bunden af fanen, for senere at brede sig til hele fanelegemet²⁸. Gentagne laboratorieforsøg har vist at det kan være umuligt at forudsige hvor instabiliteten først opstår (et eksempel på "kaos")²⁸. Nogle undersøgelser viser dog, at "fingerdannelsen" under visse forhold ikke vil opstå, hvorved perkolfanen stort set vil opføre sig som

om der ingen densitetforskel var. Kriterier for hvornår instabiliteten opstår, vil blive behandlet sidst i dette afsnit.

Densitetskontrast

En meget vigtig faktor er selvfølgelig densitetsforskellen mellem perkolat og grundvand. Dette er vist i flere to-dimensionelle laboratorieforsøg^{28,29,36}.

Figur 6.11 viser observerede faner i et laboratorieforsøg hvor vand med højere densitet blev injiceret i en bestemt dybde i en homogen, isotrop modelakvifer. Figuren viser tydeligt at den lodrette fanehastighed stiger med stigende densitet, og at de opståede ustabiliteter ("fingre") bliver mere udtalte ved høje densiteter. Det ses også at der praktisk talt ingen effekt er for $C=500 \text{ mg L}^{-1}$. I et andet laboratorieforsøg sås dog densitetseffekter helt ned til $C=50 \text{ mg L}^{-1}$ ⁽³⁶⁾.

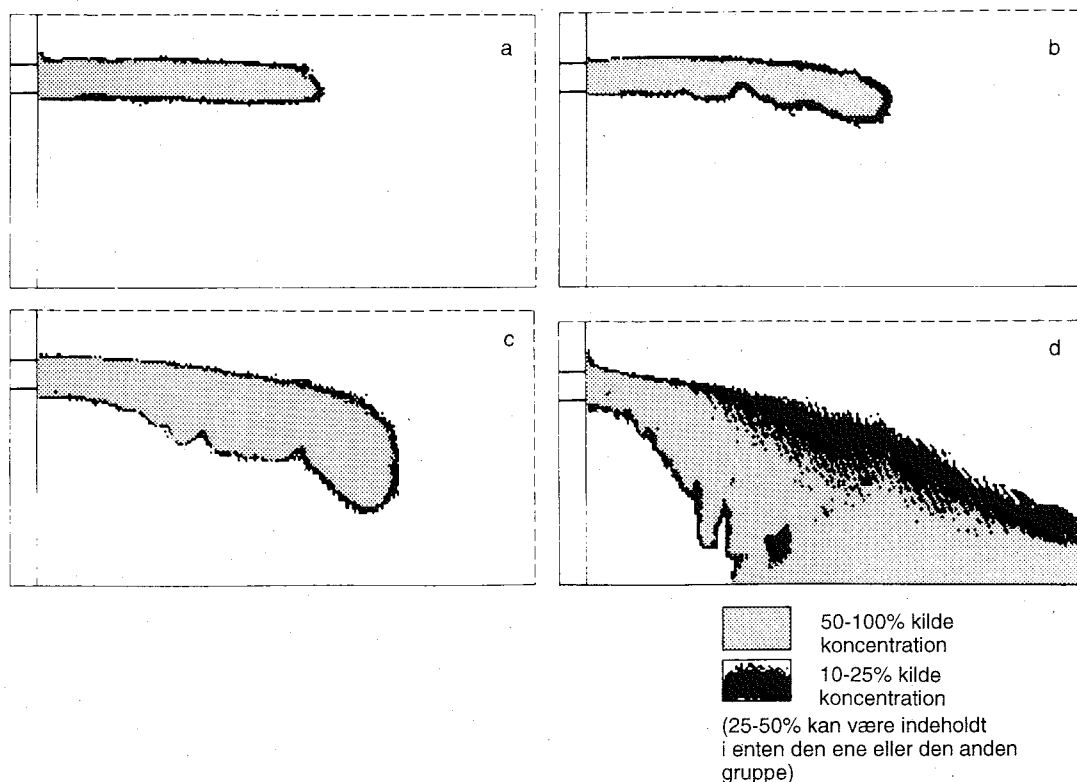
Variationer i hydraulisk ledningsevne

I naturen er akviferer sjældent homogene og isotropiske. Næsten altid vil der forekomme lag eller linser af geologisk materiale med varierende hydraulisk ledningsevne. Det er jo netop jf. afsnit 6.2 disse variationer, der er en væsentlig årsag til dispersionen i en akvifer. Sådanne heterogene forholds betydning for densitetstransporten er ligeledes undersøgt i et to-dimensionelt laboratorieforsøg. Både en situation med homogene, anisotrope forhold i form af lag af vekslende ledningsevne og en mere realistisk situation med linser af variende ledningsevne blev undersøgt (se figur 6.12 a og b)²⁸.

Figur 6.12 b-g viser, at hvis akviferen er præget af vandrette lag af forskellige ledningsevner kan dette dæmpe densitetseffekten, idet fanen ikke i så høj grad bliver spredt lodret. De højt ledende lag praktisk talt "indfanger" fanen, medens de lavpermeable lag virker som barrierer, hvorpå perkolatet "ophobes". Kun ved relativt høje kildekonzentrationer sås en væsentlig nedsynkning og ustabil fingerdannelse i de underliggende lavere permeable lag. Helt tilsvarende resultater er set i simuleringer med matematiske modeller³⁷.

I tilfælde hvor lavpermeable lag har en hældning i forhold til det vandrette plan, kan det ophobede perkolat begynde at strømme på den hældende overflade. Hvis overfladen hælder i nedstrømsretning kan perkolatet faktisk bevæge sig hurtigere end den generelle grundvandshastighed (sammenlign figur 6.12f og g). Hælder laget i en anden retning kan dette betyde en øget lateral spredning af perkolat³⁸.

I mere realistiske situationer, hvor permeabiliteten kan variere betydeligt indenfor kort afstand vil densitetstransporten nok minde mere om situation vist i figur 6.12 h-l. Her ses et meget komplekst strømningsbillede. Det generelle billede er at der ved heterogeniteterne genereres en større spredning, idet vandet vil løbe udenom lag med lavere permeabilitet, samtidig med at lag med højere permeabilitet udspreder koncentrationsforskellene. På en lidt større skala kan man forvente en noget mindre udtalt densitetstransport, når der er væsentlige heterogeniteter tilstede (svarende til relativ store dispersiviteter jf. afsnit 6.1)³⁷. På den anden side viser matematiske simuleringer at instabiliteterne (og dermed den vertikale transport) bliver af mindre betydning hvis den transversale dispersivitet, α_T , bliver meget lille. Populært sagt er der i det tilfælde ikke rigtig noget til at forstærke et udsving på den ustabile skilleflade mellem tung perkolat foroven og let perkolat forneden³⁹.



Figur 6.11

Observerede faner i et laboratorieforsøg hvor saltopløsninger med forskellig koncentration blev tilsat en homogen, isotrop modelakvifer. Kildekoncentrationen er for a)-d) henholdsvis 500, 1000, 2000 og 10.000 mg L⁻¹. Efter Schincariol & Schwartz²⁸.

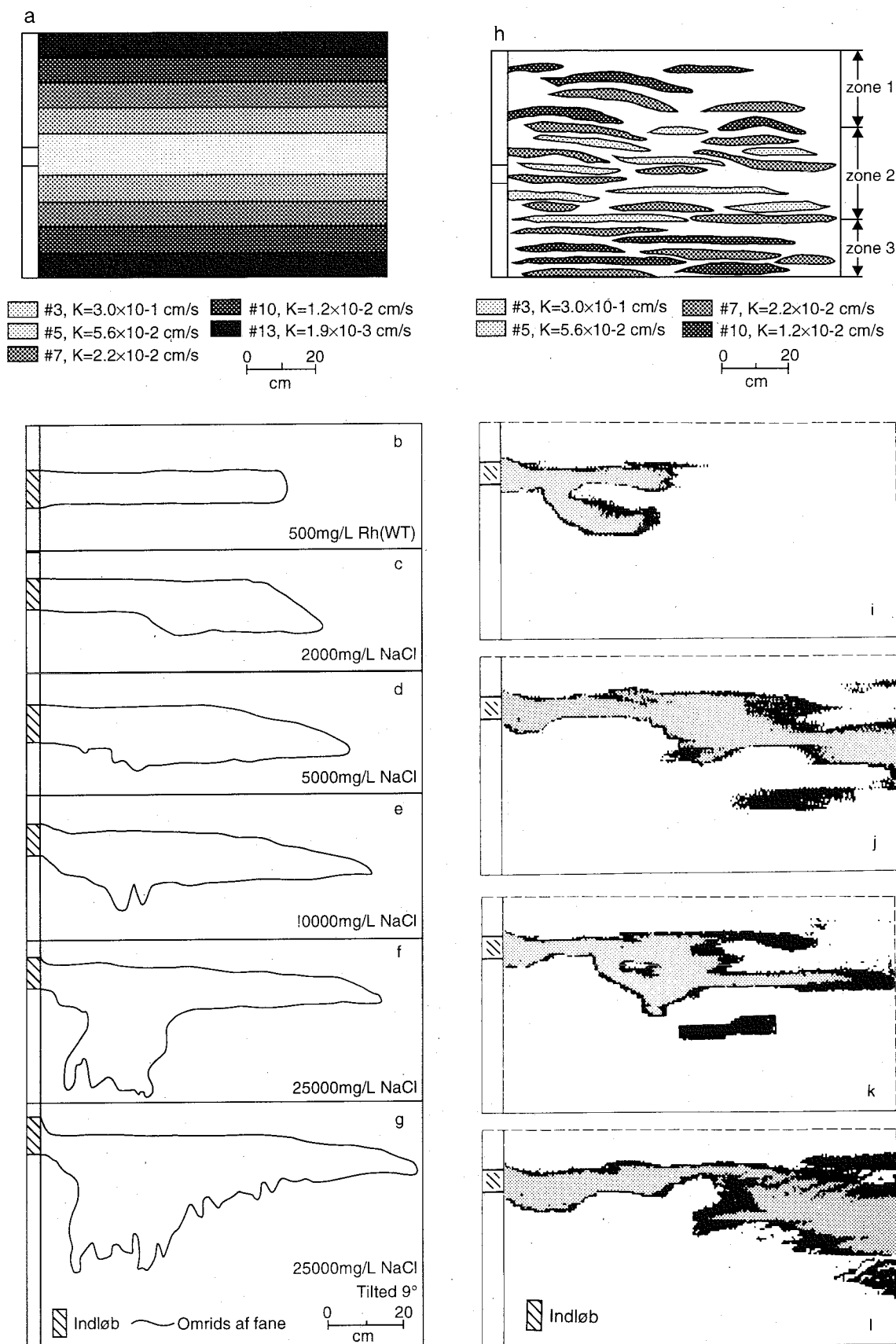
Grundvandshastighed

En nedsivning af tungt perkolat til grundvandszonen vil oftest møde en strøm af grundvand kommende opstrøms under lossepladsen. Flere undersøgelser har belyst betydningen af hvor hurtigt dette grundvand strømmer for densitetstransporten^{28,29,36}.

I laboratorieforsøgene ses tydeligt, at graden af instabilitet falder hvis grundvandshastigheden sættes op. Ved lave hastigheder skal der således en mindre densitetsforskel til for at der dannes instabiliteter, og dermed densitetstransport af betydning. Dette var især årsagen til, at der alligevel sås signifikant densitetstransport ved en kildekonzentration på kun 50 mg L⁻¹(³⁶). Flere har prøvet at opstille forskellige dimensionsløse konstanter til brug som kriterier for om instabiliteter opstår eller ej. Kun én konstant synes at være rimelig konsistent mellem flere uafhængige undersøgelser, nemlig størrelsen π ²⁹:

$$\pi = \frac{\Delta\rho/\rho_o}{dh/dx} \quad 6.6$$

π angiver forholdet mellem den densitetsdrivende kraft, og kraften, der driver den generelle grundvandsstrøm. Størrelsen π indgår iøvrigt også i formel 6.3. I figur 6.13 er vist stabiliteten ($= 1$, hvis instabiliteter er observeret, $= 0$ hvis ingen instabiliteter er set) som funktion af π -værdien



Figur 6.12

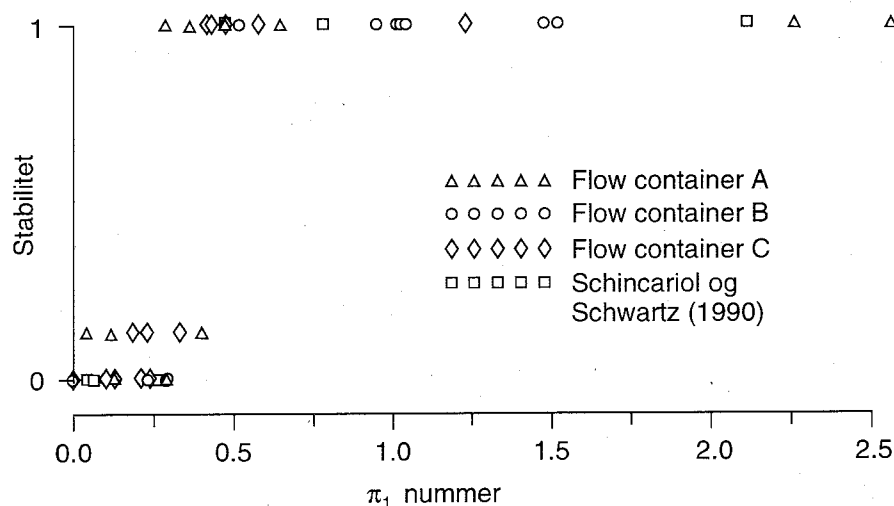
Resultater fra forsøg med anisotrop modelakvifer (a), og heterogen akvifer (h). (b-g): Faner for forskellige kildekonzentrationer i den anisotrope modelakvifer. Fortsættes på næste side.

Bemærk at modelakviferen er hældet 9° med vandret i (g). (i-l): Faner i den heterogene akvifer for 5000 mg L^{-1} kildestyrke til forskellige tidspunkter (i: 24 timer, j: 48 timer, k: 72 timer og l: 96 timer) efter forsøgsstart. Efter Scincariol et al.⁴³

gældende for forsøg udført under homogene forhold: Af figuren ses at hvis π er over ca. 0,3 opstår der instabiliteter, som vil påvirke densitetstransporten i væsentlig grad. Dette er i fuldoverensstemmelse med senere resultater fra andre forsøg³⁶. Om hvorvidt det ovennævnte kriterie kan overføres til feltskala, hvor der altid vil være en vis grad af heterogen permeabilitetsfordeling, er usikkert.

Andre bidrag til nedadrettede gradienter

De meget omtalte laboratorieforsøg er alle lavet med en helt horisontal grundvandsstrøm. I naturen vil grundvandsstrømmen sjældent være helt vandret, idet infiltrationen ovenfra giver en nedadrettet komponent. Dette gælder især i nærheden af vandskel hvor grundvandsstrømmen vil have en væsentlig lodret komponent (se iøvrigt figur 2.13). Ved mange lossepladser er der observeret en rejning (på engelsk "mound") af grundvandsspejlet^{25,40,41,42}.



Figur 6.13

Observeret stabilitet i fire forskellige forsøgsopstillinger afbildet mod størrelsen π (se ligning 6.6). Stabiliteten 1 betyder at der observeredes instabiliteter, 0 at forsøget var stabilt. Efter Oostrom et al.²⁹

Mulige årsager til dannelse af denne mound er iøvrigt diskuteret andet steds³⁷. Denne mound betyder at perkolatet spredes i flere retninger - ikke kun i den regionale grundvandstrømningsretning, og at der dannes et vandskel i pladsen. På grund af dette vandskel vil grundvandsstrømmen være kraftigt nedadrettet, og herved bidrage ekstra til den lodrette transport forårsaget af densitetsforskelle. Ved en canadisk losseplads hvor en "mound" observeredes, blev der målt lodrette trykforskelle i grundvandszonen under lossepladsen. Der blev fundet en dh/dz på ca. 0,01 om foråret og tidligt sommer og ca. 0,001 resten af året. Den drivende densitetskraft, $\Delta\rho/\rho_0$, var af størrelsesorden 0,001, altså sammenlignelig med den nedadrettede trykgradient forårsaget af "mounding" undtagen om foråret/tidlig sommer⁴².

6.2.4 Modelsimulering

Ved simulering af stoftransport i grundvand ved hjælp af computermodeller opstilles altid en kontinuitetsligning, der styrer vandtransporten, samt en stoftransportligning, der beskriver stoffets bevægelse. I almindelige tilfælde kan disse to ligninger løses separat. Ved simulering af densitetstransport kan dette imidlertid ikke lade sig gøre, idet de to ligninger i dette tilfælde kobles sammen via en funktionssammenhæng mellem stofkoncentration og densitet, $\rho = f(C)$. Dette gør simulering af densitetstransport til en meget beregnings- tung affære, som stiller store krav til computerens regnekapacitet.

Som beskrevet tidligere vil densitetstransport oftest udvise en ustabil opførsel med fingerdannelse. Laboratorieforsøg har vist at det praktisk talt er umuligt at forudsige hvornår og præcis hvor sådanne fingre opstår. Simuleringer af resultaterne fra disse laboratorieforsøg med en finite difference-model gav dog rimelige overensstemmelser, idet de simulerede faner generelt udviste de samme udseender, som de observerede³⁹. Modellerne kan simulere instabile faner, men instabiliteterne kan være provokeret af de numeriske fejl, som simuleringer fra numeriske modeller altid vil have⁴³. For at undgå dette, stilles der ekstra store krav til diskretiseringsgraden i densitetstransportmodeller, hvilket gør simuleringerne ekstra beregningskrævende.

6.3.5 Sluthbemærkning

Fra den eksisterende viden om densitetstransport kan konkluderes at densitetsforskelle formentlig spiller en væsentlig rolle for forureningsspredning ved lossepladser og specialdepoter. Densitetsforskellen vil oftest betyde en øget spredning af forureningen, idet den gældende dispersion vil forstærkes formentlig i alle retninger. De i akviferen eksisterende geologisk heterogeniteter i form af store eller små linser samt mere gennemgående lag af varierende hydraulisk ledningevne er af meget stor betydning.

En forudsigelse under feltforhold af hvor stor en effekt densitetsforskelle reelt vil have, er på nuværende grundlag ret usikkert. Et groft skøn kan dog opnås ved brug af ligning 6.2 og 6.3. Observationerne fra de forskellige laboratorieforsøg er som vist i dette afsnit yderst illustrative, men da skalaeffekter helt klart vil spille en væsentlig rolle, kan resultaterne ikke direkte overføres til en rigtig perkolfane. Det er således nødvendigt at gennemføre injektionsforsøg i felten i en mere realistisk skala ($> 200\text{m}$). En anden vej kunne være to- eller helst tredimensionelle modelsimuleringer, hvor heterogeniteterne beskrives udfra en stokastisk synsvinkel, vel vidende at en deterministisk beskrivelse af eksisterende heterogeniteter på feltskala ikke er mulig. Denne indgang har været benyttet, men kun i det én-dimensionelle tilfælde, hvorfor resultaterne ikke kan overføres til 2D eller 3D^{44,45}.

6.4 Sprækketransport

Vand- og stoftransport i spækkede bjergarter er ligeså vigtige processer som transport i porøst media. Det er imidlertid et område, hvor forskningen startede rimeligt sent relativt til forskningen omkring porøse medier. Det skyldes muligvis den komplekse problemstilling, som transport i sprækkede bjergarter er.

Mange grundvandsreservoirer består af sprækkede bjergarter, som granit, gnejs, sandsten samt forskellige kalkbjergarter. Den sidstnævnte type er specielt i det østlige Danmark og i området omkring Ålborg af stor betydning. Kun fra Bornholm kendes andre sprækkede bjergarter end kalk og kridt, nemlig sprækket granit.

Tidligere blev ler betragtet som en nærmest uigennemtrængelig barriere til beskyttelse af grundvandsmagasiner. I dag ved man, at ler kan være opsprækket, hvilket forringer lerlagets beskyttende evne.

Det er således i flere tilfælde vigtigt at have en god forståelse af vand- og stoftransporten i sprækkede bjergarter. I det følgende vil transporten i sprækkede bjergarter blive behandlet generelt. Herudover vil specielt sprækkede kalkbjergarter og sprækket ler blive beskrevet.

6.4.1 Karakterisering af sprækkede bjergarter

Opsprækkede kalkbjergarter

I Danmark findes flere typer af kalkbjergarter, hvor skrivekridt og bryozokalk er de to vigtigste. Flere steder i Danmark ligger kalklagene umiddelbart under de kvartære lag og er derfor blevet udsat for kraftige påvirkninger fra isen under istiderne. Disse påvirkninger har gjort kalklagene mere eller mindre opsprækkede især i de øverste lag, der har modtaget de største påvirkninger. Hvor sprækker i andre bjergarter (f.eks. granit) kan være forholdsvis systematiske i opbygning er sprækkerne i kalken som regel af meget tilfældig karakter - nogle steder virker kalken helt nedknust andre steder er der langt mellem de enkelte sprækker.

Kalken, som jo alt overvejende består af calciumcarbonat (og dolomit, calciummagnesiumcarbonat) kan opløses af det strømmende grundvand, hvis dette er kalkundermættet (se afsnit 2.4.4). Dette styres bl.a. af vandets pH og aggresivitet. Kalk kan også genudfælde andre steder i akviferen, hvis der opstår ligevægtsforskydninger i grundvandet (f.eks. ved opblanding). Opsprækket kalk er således, i geologiske tider, ustabil, hvor visse sprækker kan vokse i størrelser og andre lukke helt til. I en kalksandsten i Tyskland er der således observeret karakteristiske opløsningsrevner stammende fra buffring af nedsivende sur regn⁴⁶.

Bryozokalken indeholder ofte mere eller mindre sammenhængende lag af flint, som kan have stor betydning for sprækkernes kontinuitet.

Udover det hulrum som udgøres af de egentlige sprækker (beskrevet ved sprækkeporøsiteten) findes også fine hulrum i selve kalkbjergarten (beskrevet ved matrixporøsitet). Forholdsmæssigt vil matrixporøsiteten oftest udgøre langt den overvejende del af den samlede porøsitet.

Sprækker i ler

Sprækker (makroporer) i ler kan være rod- eller ormehuller, eller dannet som følge af udtørings- eller frost/tø hændelser eller være tektonisk dannede som følge af isens belastning under istiderne. Rod- og ormehuller, og sprækker som følge af udtørings- og frost/tø-hændelser giver anledning til overfladenære sprækker (på tidspunktet for dannelsen), der i deres orientering er tilfældige. De tektonisk dannede sprækker er ofte dybere og ikke tilfældigt orienterede. Ved en udgravning ved Ringe fandt man tilfældigt orienterede

sprækker ned til en dybde på et par meter under terræn, og systematisk orienterede sprækker dybere nede. Orienteringen af de dybere liggende sprækker viste, at der var tale om fire forskellige sprækkesystemer, der udgør et netværk af sprækker⁴⁷.

6.4.2 Konceptuel model for stoftransport i sprækkede bjergarter

I det følgende skal gives en forenklet beskrivelse af stoftransporten i sprækkede bjergarter. Beskrivelsen forudsætter at vandtransporten sker under mættede forhold. Opsprækkede lerlag kan i nogle tilfælde indgå som bestanddel af den umættede zone. I afsnit 6.3.4 vil forskellige relevante faktorer under umættet transport kort blive belyst.

Strømning i sprækket media

Vandhastigheden i en sprække beskrives ved Darcy's lov (se kapitel 2, formel 2.4). Den eneste forskel er, at hvor Darcy's lov for porøse medier indeholder den almindelige hydrauliske konduktivitet, indeholder Darcy's lov for sprækkede medier en sprække-hydraulisk konduktivitet, som bliver defineret i det følgende.

$$v = -K_f \frac{dh}{dz} \quad 6.7$$

hvor v er vandhastigheden i sprækken, K_f er den hydrauliske konduktivitet i sprækken, og dh/dz er den hydrauliske gradient.

Den hydrauliske konduktivitet af sprækken kan approximeres ved⁴⁸:

$$K_f = \left(\frac{\rho_w g}{12 \mu_w} \right) (2b)^2 \quad 6.8$$

hvor $2b$ er sprækkebredden, g er tyngdeaccelerationen, ρ_w er vandets densitet og μ_w er vandets viskositet.

Vandmængden, Q , igennem sprækken fås som⁴⁸:

$$Q = A v = -W \left(\frac{\rho_w g}{12 \mu_w} \right) \frac{dh}{dz} (2b)^3 \quad 6.9$$

hvor A er det totale tværsnitsareal vinkelret på strømningsretningen og W er den horisontale udbredelse af sprækken vinkelret på strømningsretningen og sprækkebredden (se figur 6.14a). ($A = W 2b$)

Processer af betydning for transport i sprækkede bjergarter

I figur 6.14b er skitseret en sprække og de processer, der er involveret. Når vand indeholdende et stof strømmer igennem en sprække, vil stoffet blive tilbageholdt, da stoffet dels diffunderer ind i matrixen og dels sorberer til sprækkeoverfladen og til kornene inden i matrixen. De fleste konceptuelle modeller er opbygget ud fra den forudsætning, at vandstrømningen selvfølgelig er på langs i sprækken og at vandtransporten i matrixen er ubetydelig. Derved foregår diffusionen vinkelret på sprækken og ind i matrixen. Udover sorption og diffusion kan stoffer også blive omsat ved biologiske eller abiotiske processer (abiotisk omsætning og ionbytning) i sprækkede bjergarter ligesom i porøse medier.

Diffusion/sorption

Når stof transporteres ved diffusion i matrixen, sker der en sorption til kornene. Hvis man for et givet stof måler et diffusionsprofil dvs. koncentrationen i væskefasen som funktion af afstanden ind i matrixen og fitter en diffusionsligning til det målte profil, er det den effektive diffusionskoefficient (D'), man estimerer. Den effektive diffusionskoefficient kan beregnes ud fra diffusionskoefficienten i vand (D_w) ved følgende udtryk:

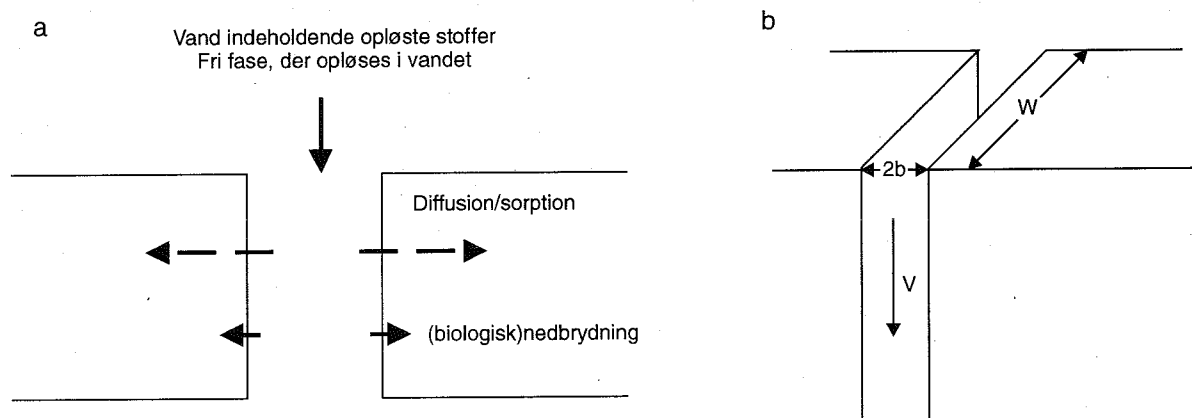
$$D' = \frac{\tau D_w}{R'} \quad 6.10$$

hvor R' er retardationsfaktoren i matrixen og τ er tortuositeten i matrixen.

For et ikke-sorberende stof er retardationsfaktoren $R' = 1$, og ligning 6.10 forsimples til:

$$D' = \tau D_w \quad 6.11$$

Tortuositeten i matrixen er en faktor, der tager højde for, at i matrixen er diffusionsvejen længere end i rent vand på grund af tilstedeværelsen af korn. Tortuositeten er en empirisk størrelse, der er umulig at bestemme præcist andet end ved forsøg. Ofte er τ dog i samme størrelsesorden som matrixporøsiteten, så hvis den er ukendt benyttes matrixporøsiteten istedet for (se eksempelvis data sammenstilling i Parker et al.⁴⁹).



Figur 6.14

a: Skitse af en sprække; b: samt de processer, der er af betydning for stoftransporten.

Diffusionskoefficienter i vand er bestemt for en række uorganiske og organiske stoffer⁵⁰.

Stoftransport i sprækket media

Stoftransporten i sprækkerne kan beskrives ved følgende differentialligning, der gælder for et ikke-nedbrydeligt, ikke-sorberende stof (Tang et al.⁵¹):

$$\frac{\delta C}{\delta t} + v \frac{\delta C}{\delta z} - D_L \frac{\delta^2 C}{\delta z^2} + \frac{q}{b} = 0 \quad 6.12$$

Stoftransporten i matrixen kan beskrives ved følgende differentialligning:

$$\frac{\delta C'}{\delta t} - D' \frac{\delta^2 C'}{\delta x^2} = 0 \quad 6.13$$

q i ligningen for stoftransporten i sprækkerne er et diffusionsudvekslingsled mellem sprækkerne og matrixen. Det beskrives som:

$$q = -\varepsilon D' \left. \frac{\delta C'}{\delta x} \right|_{x=b} \quad 6.14$$

hvor C er koncentrationen i sprækken, D_L er den langsgående dispersionskoefficient ($D_L = \alpha_L v + D_w$), α_L er den langsgående dispersivitet, D_w er diffusionskoefficienten i vand, C' er koncentrationen i matrixen, D' er den effektive diffusionskoefficient (se ligning 6.10) og ε er porøsiteten i matrixen.

Løsningerne til ovenstående differentialligninger er gengivet i box 6.3. Antages det, at dispersionen i sprækken er uden betydning, fås den meget simple udgave, som vist i box 6.4. Den oprindelige udledning af disse løsninger af Tang et al.⁵¹ indeholdt også nedbrydning og sorption. Der findes også analytiske løsninger til et system med flere parallelle sprækker med konstant sprækkeafstand. Den eneste forskel på de opstillede ligninger er, at randbetingelser for et sprækkesystem i matrix er, at koncentration er 0, når man er uendeligt langt væk fra sprækken. Når der er flere sprækker ændres den til, at der ikke er nogen koncentrationsgradient midt imellem to sprækker. Løsningerne er noget mere komplicerede, så de vil ikke blive gengivet her, men de kan findes i Sudicky & Frind⁵².

Der findes selvfølgelig også analytiske løsninger for andre randbetingelser (se eksempelvis Maloszewski & Zuber⁵³).

Betydning af sprækker

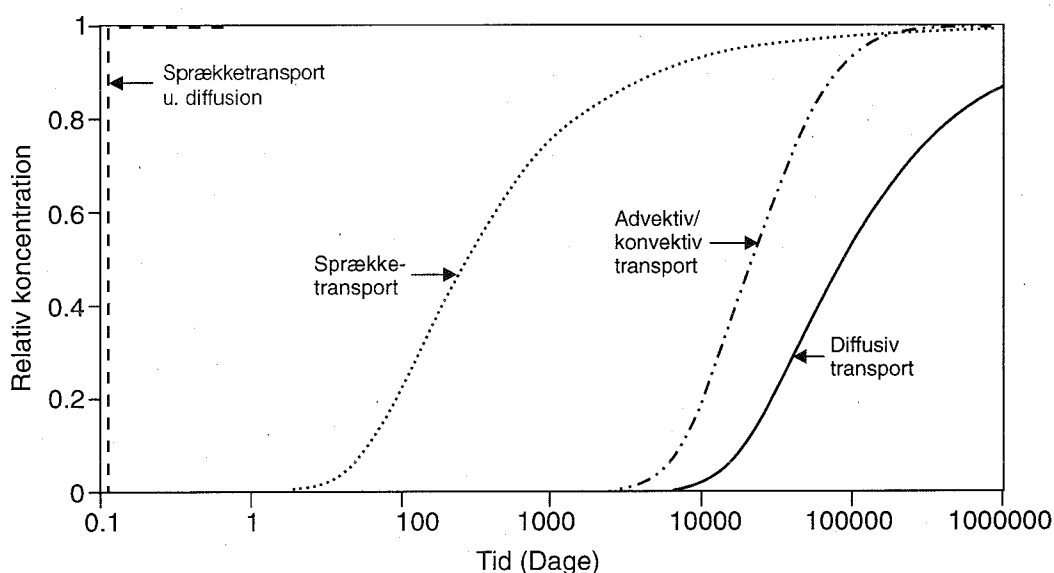
I det følgende vil der blive regnet på en tænkt situation, hvor gennembrudskurver for en tracer igennem et lerlag vil blive beregnet under forudsætning af, at det er henholdsvis sprække-transport, diffusive transport og advektiv/-konvektiv transport.

Der regnes på et lerlag med en tykkelse på 2 m, en hydraulisk konduktivitet for matrixen på $2,5 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$, en matrixporøsitet på 0,4 og en hydraulisk gradient på 0,1. Stoffet er chlorid, der har en retardationsfaktor på 1, idet det ikke sorberes, og en diffusionskoefficient i vand på $1,76 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ dag}^{-1}$.

Først regnes der på en situation, hvor en sprække med bredden ($2b$) $50\text{ }\mu\text{m}$, gennemtrænger lerlaget. Udfra ligning 6.8 beregnes den hydrauliske konduktivitet for sprækken til $2,0 \cdot 10^{-3}\text{ m s}^{-1}$, og hastigheden i sprækken kan efterfølgende beregnes til $2,0 \cdot 10^{-4}\text{ m s}^{-1}$, der svarer til $17,5\text{ m dag}^{-1}$. Herefter benyttes ligningerne gengivet i box 6.4 til at beskrive gennembrudskurven for sprækken, som er vist i figur 6.15. I figuren er også vist gennembrudskurven for et stof, der ikke diffunderer ind i matrixen. Sammenlignes disse to gennembrudskurver, er det tydeligt, hvor vigtig en tilbageholdesmekanisme diffusionen er.

Til beregning af den diffusive transport benyttes løsningen vist i box 2.4. Her regnes altså på ren diffusion igennem lerlaget i en situation helt uden sprækker. Diffusionen er i dette tilfælde i samme retning, som sprækken var tidligere. Gennembrudskurven for diffusiv transport er også vist i figur 6.15.

Til beregning af den advektive transport benyttes løsningen vist i box 2.b. Udfra Darcy's lov beregnes vandhastigheden til $8,6 \cdot 10^{-5}\text{ m dag}^{-1}$. Der er benyttet en dispersivitet på $0,5\text{ cm}$. Gennembrudskurven i dette tilfælde er ligeledes vist i figur 6.15.



Figur 6.15

Beregnete gennembrudskurver for henholdsvis sprækketransport med og uden diffusion, porøst media transport som diffusion eller advektion/konvektion (se teksten for detaljer omkring beregningerne).

Ved at sammenligne de tre tilfælde er det klart at tilstedeværelsen af en sprække øger gennembrudet af chlorid ganske drastisk. Der er 50% gennembrud i sprækken i løbet af ca. 70 dage, hvorimod 50% gennembruds først nås efter 12000 dage i tilfældet med advektiv/diffusiv transport og efter 85000 dage i tilfældet med kun diffusiv transport. Til gengæld sker transporten kun i sprækken, så massen, der bryder igennem afhænger af antallet af sprækker. Ved den diffusive og advektive/konvektive transport sker gennembrudet meget senere men over hele fladen. Disse simple beregninger viser, at sprækketransport er en meget vigtig faktor for lavpermeable lag.

Box 6.3

For et system med kun een sprække og et ikke-nedbrydeligt, ikke-sorberende stof og med randbetingelser at koncentrationen ved toppen af sprækken ændres fra 0 til C til tiden 0 fås følgende løsning til ovenstående differentialligninger for sprækken (Tang et al.⁵¹):

$$\frac{C}{C_0} = 2 \frac{\exp(-vz)}{\pi^{1/2}} \int_1^{\infty} \exp \left[-\xi^2 - \frac{v^2 z^2}{4 \xi^2} \right] \operatorname{erfc} \left[\frac{Y}{2T} \right] d\xi$$

og for matrix:

$$\frac{C'}{C_0} = 2 \frac{\exp(-vz)}{\pi^{1/2}} \int_1^{\infty} \exp \left[-\xi^2 - \frac{v^2 z^2}{4 \xi^2} \right] \operatorname{erfc} \left[\frac{Y'}{2T} \right] d\xi$$

hvor

$$1 = \frac{z}{2(D_L t)^{1/2}}$$

$$v = \frac{v}{2D_L}$$

$$Y = \frac{v^2 \beta^2 z^2}{4A\xi^2}$$

$$\beta^2 = \frac{4D_L}{v^2}$$

$$T = \left(t - \frac{z^2}{4D_L \xi^2} \right)^{1/2}$$

$$A = \frac{b}{\varepsilon D'^{1/2}}$$

$$Y' = \frac{v^2 \beta^2 z^2}{4A\xi^2} + \frac{(x-b)}{D'^{1/2}}$$

hvor C er koncentrationen i sprækken, D_L er den langsgående dispersionskoefficient ($D_L = \alpha_L v + D_w$), α_L er den langsgående dispersivitet, D_w er diffusionskoefficienten i vand, C' er koncentrationen i matrixen, D' er den effektive diffusionskoefficient (se ligning 6.11), ε er porøsiteten i matrixen, $2b$ er sprækkebredden, z er den nedadgående koordinat langs med sprækken, x er koordinaten på vinkelret på sprækken ind i matrixen, v er vandhastigheden i sprækken.

Box 6.4

Samme forudsætninger som i box 6.3, samt at dispersionen i sprækken er ubetydelig, dvs. at $D_L = 0$, bliver løsningen endnu mere simpel. For sprækken fås:

$$\frac{C}{C_0} = 0$$

for $T' < 0$ og

$$\frac{C}{C_0} = \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{AT'}}\right)$$

for $T' > 0$.

For matrixen fås:

$$\frac{C'}{C_0} = 0$$

for $T' < 0$ og

$$\frac{C'}{C_0} = \operatorname{erfc}\left(\frac{W}{2T'}\right)$$

for $T' > 0$.

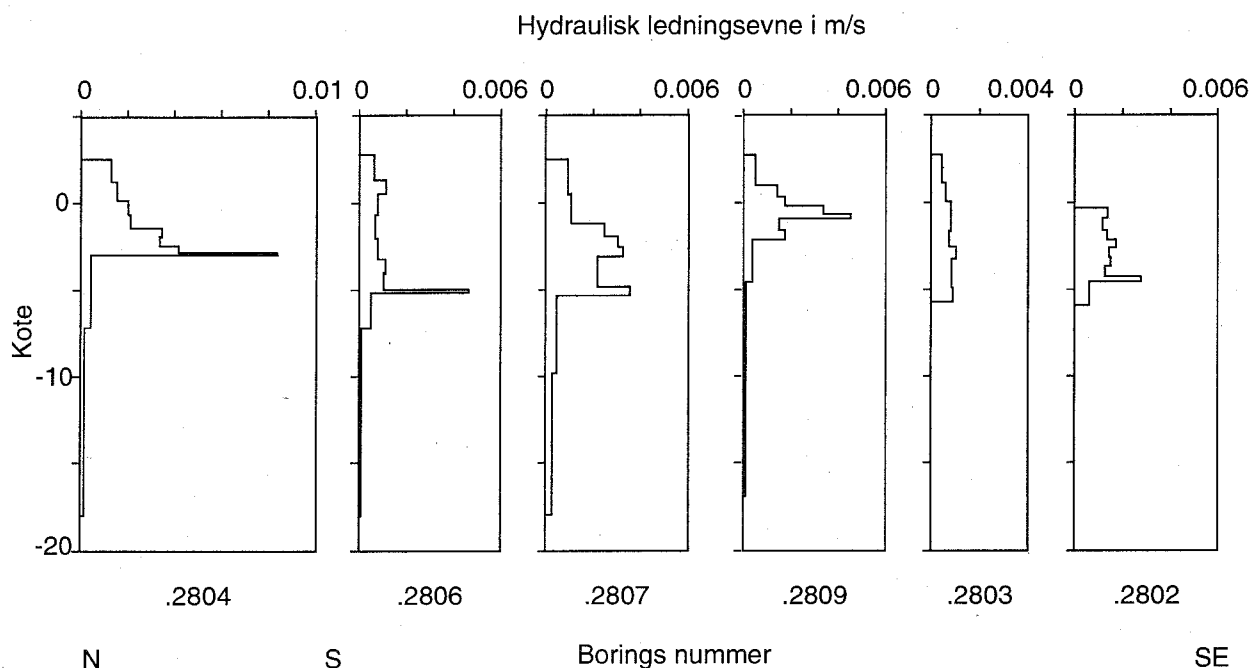
$$T' = \left(t - \frac{z}{v}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$W = \frac{z}{vA} + \frac{(x-b)}{D'}^{\frac{1}{2}}$$

6.4.3 Opsprækkede kalkreservoarer

Rapporterede undersøgelser af vand- og stoftransport i kalkreservoarer er meget begrænsede. I Danmark er der således kun gennemført et par undersøgelser^{54,55}.

Beskrivelse af vand- og stoftransport i sprækkede bjergarter afhænger i høj grad af hvilken skala man betragter⁵⁶. I en skala helt tæt på forureningskilden er transporten måske styret af en enkelt sprække. Går man lidt længere væk skal yderligere et begrænset antal sprækker inddrages. På endnu større skala vil sprækkernes netværksstruktur samt diffusionsforholdene ind i matrix spille afgørende ind for stofspredningen. På meget stor skala derimod kan forholdene betragtes som ækvivalent til et porøst medium, hvorved transporten tilnærmelsesvis kan beskrives på traditionel måde (se afsnit 6.2).



Figur 6.16

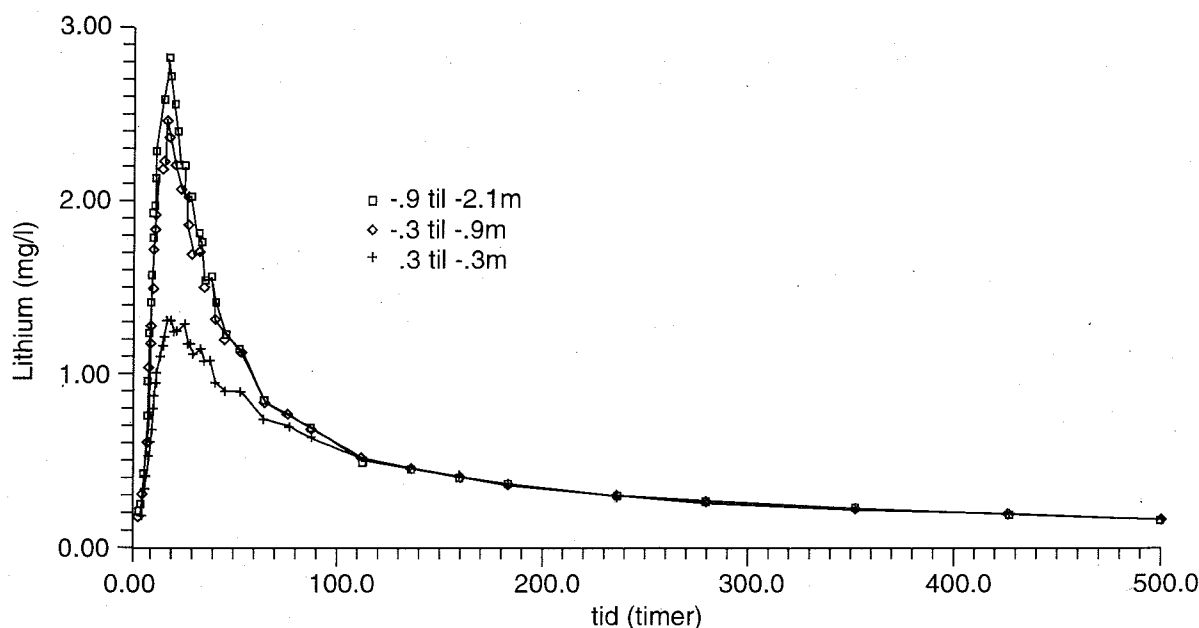
Fordelingen af den hydrauliske ledningsevne over dybden i seks boringer placeret i Karlstrup Mose Kalkgrav. Fra Jacobsen⁵⁵ og Jacobsen et al.⁵⁷

Hydraulisk ledningsevne

Som nævnt under afsnit 6.3.1 kan sprækkeintensiteten aftage betragteligt med dybden, hvilket forventeligt vil have stor betydning for kalklagenes hydrauliske ledningsevne. I undersøgelsen fra Karlstrup Mose Kalkgrav^{55,57} blev fordelingen af den hydrauliske ledningsevne med dybden bestemt i seks boringer ved hjælp af separation-injektionstest-metoden. Figur 6.16 viser fordelingen af den hydrauliske ledningsevne i de seks boringer. Figuren viser, at ledningsevnefordelingen er forskellig fra boring til boring. Fælles er dog en meget lav ledningsevne under 8-10 meters dybde, formentlig pga. en lille ispåvirkning. I de øverste metre ses variationer indenfor en faktor 5. Der blev fundet hydrauliske ledningsevner fra 0,001-0,009 m s⁻¹ som med den naturlige gradient i området på 0,001 og en sprækkeporøsitet på 1,5% giver typiske strømningshastigheder på 2.000 - 18.000 m år⁻¹, hvilket er langt mere end normalt observeret i sand og grusakviferer.

Stoftransport

Opløste stoffers transport i kalkakvifer kan bl.a. undersøges ved at gennemføre kontrollerede sporstofforsøg i felten. Ved Karlstrup Kalkgrav blev der gennemført sporstof forsøg med lithium som sporstof. Forsøget blev gennemført mellem to boringer i en afstand af 25 meter fra hinanden, idet sporstoffet over en periode på 50 minutter injiceredes i den ene boring hvor-efter der pumpedes, over en længere tidsperiode fra den anden. Figur 6.17 viser sporstofgennembrudskurver for forskellige dybdeintervaller i pumpé-boringen. Det ses, at specielt i de øverste intervaller bryder sporstoffet meget hurtigt igennem - allerede efter ca. et døgn opnåes maksimalkoncentrationen. Derimod går der meget lang tid før at sporstofkoncentrationen når ned på baggrundskoncentrationen (som er 0,16 mg L⁻¹). Årsagen til dette skal findes i flere ting.



Figur 6.17

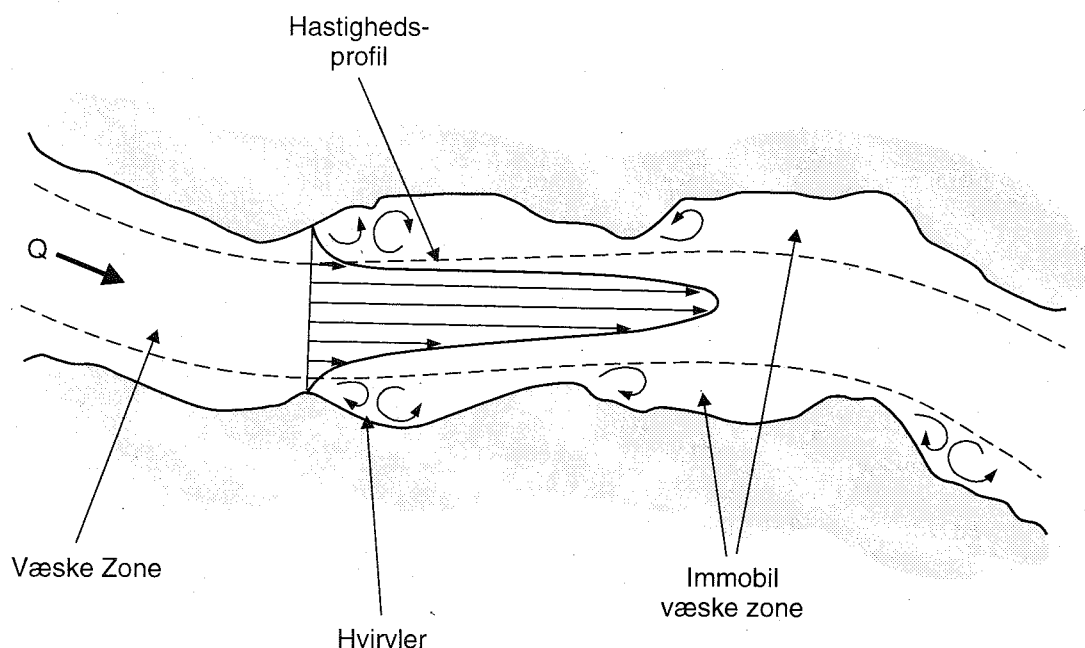
Gennembrudskurver for sporstoffet lithium i tre lodrette intervaller i oppumpningsboringen. Fra Jacobsen et al.⁵⁷

Hastighedsfordelingen i den enkelte sprække, hvor hastigheden er høj i midten og lav ved siderne, og hvor der kan forekomme "dødvande" pga. af den meget irregulære sprækkeform (se figur 6.18) har betydning. Også den meget varierede hastighedsfordeling mellem de enkelte sprækker, hvor nogle sprækker er næsten helt tillukkede er vigtig. Det måske allervigtigste forhold er dog nok diffusion af stof ind i matrix (se også afsnit 6.3.2). Ved Karlstrup fandtes en matrixporøsitet på 25-30%, hvilket viser, at store mængder vand er indeholdt i matrix. Matrixens hydrauliske ledningsevne blev bestemt til $3\text{--}35 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$, hvilket er forsvindende i forhold til de sprækkede kalklag samlede ledningsevne. Den advective transport af vand inden i matrix er således ubetydelig. Betydningen af diffusion ind i matrix har dog endnu større betydning, hvis stoffet har haft godt tid til at diffundere helt ind i matrixen. I sådanne tilfælde (f.eks. efter langvarige udslip fra lossepladser og andre depoter) kan der gå meget længere tid end indikeret på figur 6.17, fra at forureningen stoppes (f.eks. ved bortgravning af kilden) til at forureningen er forsvundet fra den nedstrøms akvifer.

Dispersion

De i figur 6.17 viste lange "haler" på gennembrudskurverne kan desuagtet de bagvedliggende fysiske årsager, fortolkes som en meget stor longitudinal dispersion (jf. afsnit 6.2). På samme måde vil man i mange tilfælde observere en lateral dispersion som vil være betydelig større i forhold til ved transport i sand og grusakviferer.

Dette kan f.eks. skyldes sammenhængende flintstrukturer, som nedsætter transmitiviteten på tværs af flintstrukturen betydeligt. I tilfælde hvor der findes store sprækker evt. opstået af lange tiders kalkopløsning, og hvor den nuværende strømningsretning er ændret (f.eks. som følge af intensiv vandindvindning) i forhold til den oprindelige strømningsretning på langs af sprækkerne, kan der opstå en betydelig vandtransport lateralt i forhold til den observerede gradient. Dette vil resultere i, at der observeres en stor lateral dispersion.



Figur 6.18

Zoner med mobilt og immobil vand ("dødvande") i en sprække med irregulære kanter. Efter Raven et al.⁷⁰

6.4.4 Sprækket ler

I sprækket moræner, hvor sprækkernes tilstedeværelse kan have afgørende betydning for stoftransporten, vil porestørrelsen (aperturen) af de gennemgående sprækker ofte være større end porestørrelsen i matrix. Ved afdræning af jorden vil sprækkerne, grundet det lavere kapillærtryk i poren, afdrænes først, og derfor ikke deltage i den videre vertikale vandtransport⁵⁸. Der kan altså være tidspunkter, hvor sprækketransporten ikke er af så stor betydning. Det kan derfor være af afgørende betydning for sprækketransportens andel hvorledes nedbøren er fordelt (intensitet, varighed, længde af tørkeperioder, m.m.). Disse forhold er dog ikke på nuværende tidspunkt belyst i tilstrækkelig grad, idet de fleste forsøg er gennemført under mættede forhold.

Der er udført en del laboratorie- og feltforsøg til beskrivelse af stoffers transport i sprækket ler. På mindre skala er de to mest betydelige faktorer for transport igennem sprækket ler sprækketætheden og sprækkebredden (aperturen). På lidt større skala er sammenhængen mellem sprækker og dybden af sprækkerne to andre væsentlige faktorer.

Sprækkedybder, sprækkeafstand og sammenhængen mellem sprækkerne bestemmes ofte ved udgravninger, hvor sprækkernes lokalisering kortlægges. Ved udgravning er det imidlertid svært at få et udtryk for sprækkebredden. Den kan imidlertid bestemmes udfra tracerforsøg i laboratoriet eller i felten. En eller flere gennembrudskurver fittes med en passende model og hvis man kender de hydrauliske parametre for leret, diffusionskoefficienten for traceren og sprækkeafstanden, kan sprækkebredden estimeres. De fleste modeller er forsimplede, så sprækkerne er vertikale og/eller horisontale, og består af planparallelle plader. Virkeligheden er selvfølgelig ikke så simpel.

Tabel 6.3 viser estimerede sprækkebredder, sprækkeafstande og bulk hydraulisk konduktiviteter fra forskellige danske undersøgelser. Den bulk hydrauliske konduktivitet svarer til den hydrauliske konduktivitet man ville bestemme, hvis den sprækkede ler opfattedes som et porøst medium. Den svarer næsten altid til sprække-konduktiviteten i sprækken, da langt det meste vand strømmer i sprækkerne og kun meget lidt strømmer i matrixen. Dataene fra Havdrup og Skælskør stammer fra søjleforsøg med store intakte lerkerner, hvor gennembrudskurverne for traceren er fittet med en model. Sprækkeafstanden er fundet ved udgravningen. Ved Skælskør var det svært at afgøre i felten om sprækkeafstanden var 0,05 eller 0,20 m, hvorfor der er lavet to sæt simuleringer. Det er klart, at sprækkebredde og sprækkeafstand er to parametre, der er umulige at adskille i simuleringen, hvorfor det er vigtigt at have gode feltobservationer. Selvom man har gode informationer om sprækkeafstande i felten, er det ikke sikkert, at alle sprækkerne er hydraulisk aktive.

Tabel 6.3 Estimerede sprækkeafstande, sprækkebredder og bulk hydraulisk konduktiviteter for ler fra forskellige lokaliteter.

Dybde (m)	Sprække- afstand (m)	Sprække- bredde (μm)	Bulk hydraulisk konduktivitet (m/s)	Lokalitet / Reference
1,0-1,5	0,03	86	$1,3 \cdot 10^{-5}$	Havdrup ⁵⁹
2,0-2,5	0,05	70	$4,2 \cdot 10^{-6}$	
4,0-4,5	0,08	32	$2,5 \cdot 10^{-7}$	
2,0-2,5	0,05	37	$1,1 \cdot 10^{-6}$	Skælskør ⁶⁰
	0,20	59		

Ved udgravninger og i udtagne jordkerner er det ofte kun muligt, at se de sprækker, hvori der er sket kemiske udfældninger/opløsninger, så der er en tydelig farveforskel mellem sprækken og matrixen. Tydelige sprækker har man eksempelvis set ned til dybder på 4-6 m forskellige steder i Danmark^{61,47}. Ved pumpetests har man imidlertid mulighed for at opdage, om der er hydraulisk forbindelse henover et lerlag. Ved en langtids pumpetest i et sandmagasin under et 18 m tykt lerlag fandt man indikationer på, at sandmagasinet vertikalt var i hydraulisk forbindelse med overfladevandet på stedet, selvom der fra udtagne lerkerner ikke var tegn på sprækker i de nederste del af lerlaget⁶². De konkluderede, at det sandsynligvis skyldes vertikale hydraulisk aktive sprækker. Der er indikationer fra hydrologiske undersøgelser af andre tykke lerlag, at de mange steder er gennemtrængt af et netværk af hydraulisk aktive sprækker^{63,64,65,66}.

Eksempel på sprække-transport

Som et eksempel på transport af forskellige tracere og organiske stoffer igennem sprækket ler vil resultaterne fra et søjleforsøg med en intakt lerkerner blive beskrevet. Prøveudtagning, forsøgsopstilling og resultaterne er beskrevet af Hinsby et al⁶⁰. og Broholm et al⁶⁷. Lersøjlen er 0,5 m i diameter og 0,5 m høj og udtaget ved Skælskør 2 m under terræn. Der var synlige sprækker i leren med en afstand på 5-20 cm. Flowet gennem søjlen var $6-8 \text{ mL min}^{-1}$ med en hydraulisk gradient på omkring $0,5 \text{ m m}^{-1}$. Med den sprækkeafstand og sprækkebredde, der blev estimeret (se tabel 6.3) er vandhastigheden i sprækkerne blevet estimeret til mellem 12 og 180 m dag^{-1} . I forsøget blev anvendt fire forskellige tracere: bromid, chlorid, latexkugler (100 nm i

diameter) og 2 forskellige bakteriophager (henholdsvis 62 og 26 nm i diameter). Bakteriophager og latexkugler har den fordel som tracere, at de ikke bliver tilbageholdt ved diffusion i modsætning til bromid og chlorid, hvorfor gennembrudskurverne for dem er et mere direkte udtryk for vandtransporten. Derudover kan de måles i utroligt lave koncentrationer. Figur 6.19 viser gennembrudskurverne for henholdsvis chlorid og de to bakteriophager. Gennembrudet af bakteriophagerne starter efter 10 min. Fuldt gennembrud af phagerne opnås ikke, da de henfalder rimeligt hurtigt. Sammenligner man med chloridgennembrudskurven, er det tydeligt, at chlorid bliver tilbageholdt signifikant i forhold til phagerne, hvilket skyldes matrixdiffusionen af chlorid.

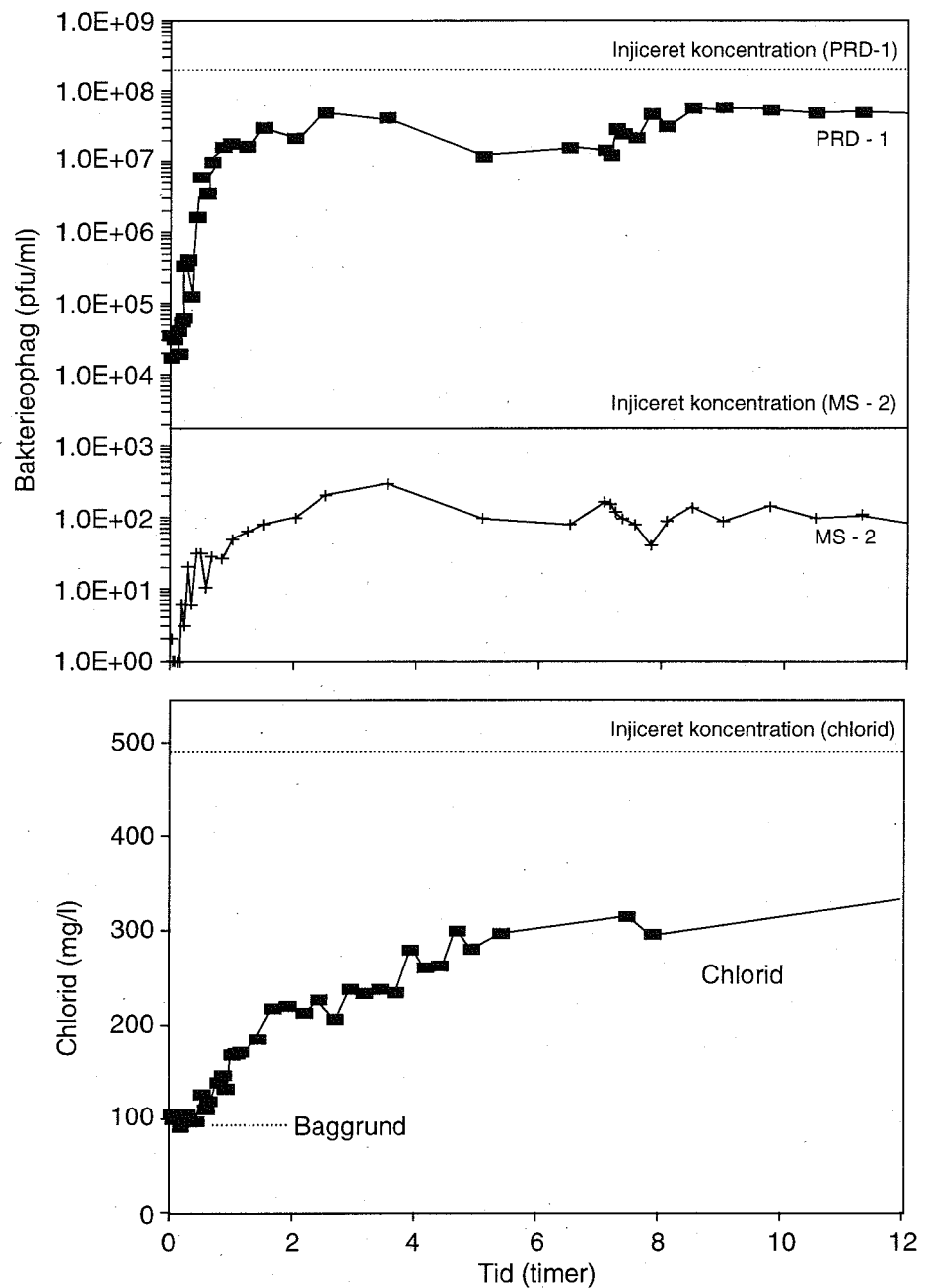
I forsøget blev der også injiceret 20 forskellige organiske stoffer opløst i vand. I figur 6.20 er vist gennembrudskurver for nogle udvalgte organiske stoffer (phenol, o-xylen og naphthalen) samt for bromid, der blev injiceret samtidigt. Sammenlignes de tre organiske stoffer med bromid, bliver de retarderet en lille smule, hvilket skyldes, at de sorberes i modsætning til bromid. Diffusionskoefficienten i vand for de organiske stoffer er lidt mindre end for bromid, da de er større molekyler end bromid. Efter 0,5 dag begynder phenolkoncentrationen at falde relativt til bromid, hvilket skyldes, at phenol blev nedbrudt.

Generelt viser dette forsøg, at stoftransport igennem sprækket ler af selv sorberende organiske stoffer går ret hurtigt, hvilket har stor betydning for lerlags beskyttende funktion.

6.4.5 Modellering

Matematiske modeller til beregning af stoftransport i sprækkede bjergarter kan groft inddeles i to typer, nemlig én hvor der benyttes et ækvivalent porøst medie (de såkaldte continuum-modeller) og én hvor strømningen i sprække-netværket beskrives⁶⁸. Den første type blev især tidligere anvendt til modellering af stoftransport i sprækkede grundvandsmagasiner, men giver kun acceptable simuleringer på stor skala (jf. bemærkninger i starten af afsnit 6.4.3), og anvendes ikke til simulering af stoftransport i sprækket ler. I de senere år er der udviklet avancerede transportmodeller, hvor sprækkestrukturen modelleres vha. stokastiske metoder eller fraktalgeometriske betragtninger. Der findes dog også modeller, hvor sprækkestrukturen skal beskrives deterministisk (sprækkedensitet, -bredde og -retning).

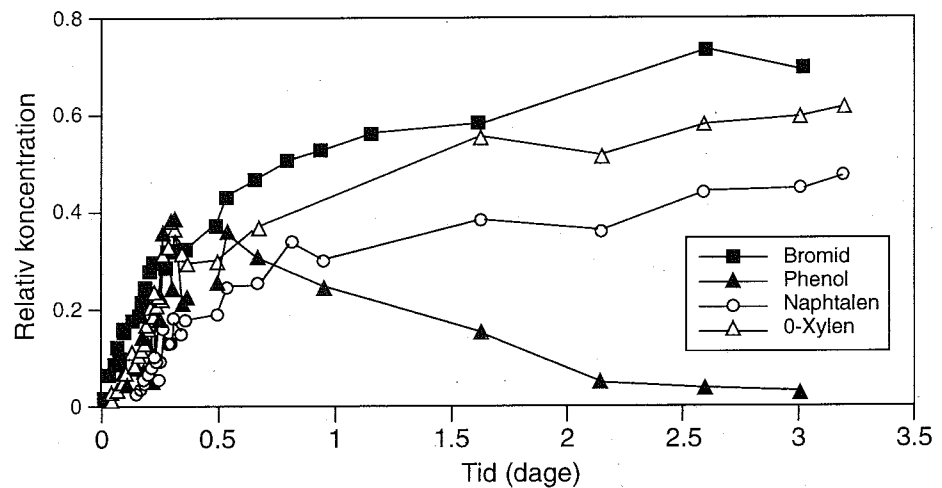
Som tidligere nævnt findes der analytiske løsninger til en del simple tilfælde af transport af stoffer igennem sprækker. De er dog kun 1-D modeller, der kræver konstant inputkoncentration, konstant flow, meget simpel sprækkegeometri (planparallelle, vertikale sprækker), kun 1. ordens nedbrydning, lineær sorption og ligevægtssorption. Selvom, at det er analytiske løsninger, indeholder de ofte nogle integraler (se eksempelvis ligning box 6.3), som kun kan løses numerisk. Det er derfor ofte nødvendigt at anvende numeriske modeller istedet, der så også kan have varierende inputkoncentration, varierende flow, lidt mere kompliceret sprækkegeometri, stadig kun 1. ordens nedbrydning, ikke-linear sorption og ikke-ligevægtssorption.



Figur 6.19

Målte gennembrudskurver for henholdsvis chlorid og to bakteriophager.

En af de mest populære numeriske modeller er FRACTRAN⁶⁹, der er en 2-dimensional, diskret sprækkemodel. Den kan regner på stationært flow, ikke-stationære randbetingelser med hensyn til koncentrationen af stof, 1. ordens nedbrydning, lineær sorption og ligevægtssorption.



Figur 6.20

Målte gennembrudskurver for henholdsvis bromid og tre organiske stoffer.

6.5 Litteratur

1. Freeze, R.A.; J.A. Cherry. (1979): Groundwater. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., USA.
2. Hamburger, N.; T. Braunstein. (1995): Geokemiske processer i en forureningsfane. Eksamensprojekt. Institut for Miljøteknologi, DTU., Lyngby, Danmark.
3. Gelhar, L.W.; C.L. Axness. (1983): Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers. *Water Resources Research*, 19,161-180.
4. Freyberg, D.L. (1986): A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer 2. Spatial moments and the advection and dispersion of nonreactive tracers. *Water Resources Research*, 22,2031-2046.
5. Garabedian, S.P.; M.A. Celia. (1991): large-scale natural gradient tracer test in sand and gravel, Cape Cod, Massachusetts 2. Analysis of spatial moments for a nonreactive tracer. *Water Resources Research*, 27,911-924.
6. Sudicky, E.A. (1986): A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: Spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process. *Water Resources Research*, 22,2069-2082.
7. Hess, K.M.; S.H. Wolf; M.A. Celia; S.P. Garabedian. (1991): Environmental Research Brief. Macrodispersion and spatial variability of hydraulic conductivity in a sand and gravel aquifer, Cape Cod, Massachusetts. EPA/600/M-91/005. EPA.
8. Bjerg, P.L.; K. Hinsby; T.H. Christensen; P. Gravesen. (1992): Spatial variability of hydraulic conductivity of an unconfined sandy aquifer determined by a mini slug test. *Journal of Hydrology*, 139,107-122.
9. Journel, A.G.; Ch.J. Huijbregts. (1978): Mining geostatistics. Academic Press, London.
10. Gelhar, L.W.; C. Welty; K.R. Rehfeldt. (1992): A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, 28,1955-1974.
11. Jussel, P.; F. Stauffer; T. Dracos. (1994): Transport modeling in heterogeneous aquifers: 2. Three-dimensional transport model and stochastic numerical tracer experiments. *Water Resources Research*, 30,1819-1831.
12. Adams, E.E.; L.W. Gelhar. (1992): Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer, 2. Spatial moments analysis. *Water Resources Research*, 28,3293-3307.
13. Christensen, T.H.; P. Kjeldsen; H.-J. Albrechtsen; G. Heron; P.H. Nielsen; P.L. Bjerg; P.E. Holm. (1994): Attenuation of landfill leachate pollutants in aquifers. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24,119-202.
14. Jensen, K.H.; K. Bitch; P.L. Bjerg. (1992): Large scale dispersion experiments in a sandy aquifer in Denmark: Observed tracer movements and numerical analysis. *Water resources Research*, 29,673-696.
15. LeBlanc, D.R.; S.P. Garabedian; K.M. Hess; L.W. Gelhar; R.D. Quadri; K.G. Stollenwerk; W.W. Wood. (1991): Large-scale natural gradient tracer test in sand and gravel, Cape Cod, Massachusetts 1. Experimental design and observed tracer movement. *Water Resources Research*, 27,895-910.
16. Mackay, D.M.; D.L. Freyberg; P.V. Roberts. (1986): A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer 1. Approach and overview of plume movement. *Water Resources Research*, 22,2017-2029.

17. Woodbury, A.D.; E.A. Sudicky. (1991): The geostatistical characteristics of the Borden aquifer. *Water Resources Research*, 27,533-546.
18. Boggs, J.M.; S.C. Young; L.M. Beard. (1992): Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer, 1, Overview and site description. *Water Resources Research*, 28,3281-3291.
19. Rehfeldt, K.R.; J.M. Boggs; L.W. Gelhar. (1992): Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer, 3, Geostatistical analysis of hydraulic conductivity. *Water Resources Research*, 28,3309-3324.
20. Burr, D.T.; E.A. Sudicky; R.L. Naff. (1994): Nonreactive and reactive solute transport in three-dimensional heterogeneous porous media: Mean displacement, plume spreading, and uncertainty. *Water Resources Research*, 30,791-815.
21. Robin, M.J.L.; E.A. Sudicky; R.W. Gillham; R.G. Kachanoski. (1991): Spatial variability of strontium distribution coefficients and their correlation with hydraulic conductivity in the Canadian forces base Borden aquifer. *Water Resources Research*, 27,2619-2632.
22. Kjeldsen, P.; P.L. Bjerg; K. Rügge; J.K. Pedersen; T.H. Christensen. (1995): Variability in leachate migration from an old municipal landfill (Grindsted Denmark). *Institute of environmental science & Engineering/Groundwater Research Centre, Technical University of Denmark, Building 115, DK-2800 Lyngby, Denmark*, (In Press)
23. Kimmel, G.E.; O.C. Braids. (1974): Leachate plumes in a highly permeable aquifer. *Ground Water*, 12,388-392.
24. Kimmel, G.E.; O.C. Braids. (1980): Leachate plumes in ground water from Babylon and Islip landfills, Long Island, New York. *Geological Survey Professional Paper*, 1085.
25. van Duijvenbooden, W.; W.F. Kooper. (1981): Effects on groundwater flow and groundwater quality of a waste disposal site in Noordwijk, The Netherlands. *The science of the Total Environment*, 21,85-92.
26. Andersson, A.-C.; G. Ejdeling; C. Gedda. (1982): Grundvattenförorening från avfall supplag. Beskrivning av ett inträffat fall - kartläggning, provtagning, sanering och kontroll. SNV PM 1608. Statens Naturvårdsverk., Solna.
27. List, E.J. (1965): The stability and mixing of a density-stratified horizontal flow in a saturated porous medium. Rep KH-R-11, Calif. Inst. of Technol., Pasadena.
28. Schincariol, R.A.; F.W. Schwartz. (1990): An experimental investigation of variable density flow and mixing in homogeneous media. *Water Resources Research*, 26,2317-2329.
29. Oostrom, M.; J.S. Hayworth; J.H. Dani; O. Güven. (1992): Behavior of dense aqueous phase leachate plumes in homogeneous porous media. *Water Resources Research*, 28,2123-2134.
30. Frind, E.O. (1982): Simulation of long-term transient density-dependent transport in ground water. *Advances in Water Resources*, 5,73-88.
31. Paschke, N.W.; J.A. Hoops. (1984): Buoyant contaminant plumes in groundwater. *Water Resources Research*, 20,1183-1192.
32. Evans, D.G.; J.P. Raffensperger. (1992): On the stream function for variable-density groundwater flow. *Water Resources Research*, 28,2141-2145.
33. Christensen, T.H.; P. Kjeldsen; H.-J. Albrechtsen; G. Heron; P.H. Nielsen; P.L. Bjerg; P.E. Holm. (1993): Attenuation of landfill leachate pollutants in aquifers. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24,119-202.
34. Bjerg, P.L. (1992): Transport af kationer i grundvandszonen. Ph.D. afhandling. Lab. Tek. Hygiejne, DTU., Lyngby, Danmark.
35. Green, T. (1984): Scales for double-diffusive fingering in porous media. *Water Resources Research*, 20,1225-1229.
36. Istok, J.D.; M.D. Humphrey. (1993): Buoyancy-induced flow in groundwater at small relative densities: Implications for dispersivity determinations using tracer tests: In: Ground Water Modeling Conference, Golden Colorado June 9-23, 1993, Proceedings. The International Ground Water Modeling Center of the Colorado School of Mines., pp. I-127-I-136.
37. Koch, M.; G. Zhang. (1992): Numerical simulation of the effects of variable density in a contaminant plume. *Ground Water*, 30,731-742.
38. Dorgarten, H.-W.; C.-F. Tsang. (1991): Modeling the density-driven movement of liquid wastes in deep sloping aquifers. *Ground Water*, 29,655-662.
39. Fan, Y.; R. Kahawita. (1994): A numerical study of variable density flow and mixing in porous media. *Water Resources Research*, 30,2707-2716.
40. Kjeldsen, P. (1993): Groundwater pollution source characterization of an old landfill. *Journal of Hydrology*, 142,349-371.
41. Hughes, G.M.; R.A. Landon; R.N. Farvolden. (1971): Hydrogeology of solid waste disposal sites in Northeastern Illinois. U.S. *Environmental Protection Agency*,
42. MacFarlane, D.S.; J.A. Cherry; R.W. Gillham; E.A. Sudicky. (1983): Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 1. Groundwater flow and plume delineation. *Journal of Hydrology*, 63,1-29.
43. Schincariol, R.A.; F.W. Schwartz; C.A. Mendoza. (1994): On the generation of instabilities in variable density flow. *Water Resources Research*, 30,913-927.
44. Welty, C.; L.W. Gelhar. (1991): Stochastic analysis of the effects of fluid density and viscosity variability on macrodispersion in heterogeneous porous media. *Water Resources Research*, 27,2061-2075.
45. Welty, C.; L.W. Gelhar. (1992): Simulation of large-scale transport of variable density and viscosity fluids using a stochastic mean model. *Water Resources Research*, 28,815-827.

46. Einsele, G.; M. Sauter; T. Clemens; M. Boehme; R. Poppe. (1995): Carbonate dissolution along fractures of sandstone aquifers: Field observations and modelling, K. Kovar; J. Krasny (eds.), Groundwater Quality: Remediation and Protection (Proceedings of the Prague Conference, May 1995). IAHS publ. no. 225.
47. Klint, K.E.S.; J. Fredericia. (1995): Sprækkeparametre i moræner. *Vand & Jord*.
48. Knox, R.C.; D.A. Sabatini; L.W. Canter. (1993): Subsurface transport and fate processes. Lewis Publishing., London.
49. Parker, B.L.; R.W. Gillham; J.A. Cherry. (1994): Diffusive disappearance of immiscible phase liquids in fractured geological media. *Ground Water*, 32,805-820.
50. Lide, D.R. (1992): CRC Handbook of Chemistry and Physics. 73rd ed. CRC Press Inc.
51. Tang, D.H.; E.O. Frind; E.A. Sudicky. (1981): Contaminant transport in fractured porous media: Analytical solutions for a single fracture. *Water Resources Research*, 17,555-564.
52. Sudicky, E.A.; E.O. Frind. (1982): Contaminant transport in fractured porous media: Analytical solutions for a system of parallel fractures. *Water Resources Research*, 18, 1634-1642.
53. Maloszewski, P.; A. Huber. (1985): On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *Journal of Hydrology*, 79,333-358.
54. Jensen, M.; S. Genders. (1988): Bestemmelse af spalteporøsitet og dispersion i en kalkaflejring ved hjælp af sporstofforsøg. I: Vintermøde 1988, Vingstedcentret 2-3/3 1988, ATV komiteen vedr. grundvandsforurening, 147-162.
55. Jacobsen, R. (1991): Hydraulik og stoftransport i en opsprækket kalkbjergart. Rapport H9, Lossepladsprojektet, ISBN 87-503-9137-2.
56. Berkowitz, B.; J. Bear; C. Breaster. (1988): Continuum models for contaminant transport in fractured porous formations. *Water Resources Research*, 24,1225-1236.
57. Jacobsen, R.; K.H. Jensen; K.L. Brettmann. (1993): Tracer test in fractured chalk. 1. Experimental design and results. *Nordic Hydrology*, 24,263-274.
58. Wang, J.S.Y.; T.N. Narasimham. (1993): Unsaturated flow in fractured porous media, pp. 325-394. In J. Bear; C.-F. Tsang; G. Marsily (eds.), Flow and contaminant transport in fractured rock. Academic Press, San Diego, USA.
59. Jørgensen, P.R.; N. Foged. (1994): Pesticide leaching in intact blocks of clayey till. In: XIII ICSMFE. New Delhi, India.
60. Hinsby, K.; L.D. McKay; P. Jørgensen; M. Lenczewski. (1994): Fracture aperture values derived from hydraulic and transport experiments in a column of clay till. *Ground Water*, (In Press)
61. Fredericia, J. (1990): Saturated hydraulic conductivity of clayey tills and the role of fractures. *Nordic Hydrology*, 21,119-132.
62. Keller, C.K.; G. van der Kamp; J.A. Cherry. (1986): Fracture permeability and groundwater flow in clayey till near Saskatoon, Saskatchewan. *Canadian Geotechnical Journal*, 23, 229-240.
63. D'Astous, A.Y.; W.W. Ruland; J.R.G. Bruce; J.A. Cherry; R.W. Gillham. (1989): Fracture effects in the shallow groundwater zone in weathered Sarnia area clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 26,43-56.
64. Thomson, D. (1990): Identification of open Wisconsinan age fractures in a deep clayey till. M.Sc. thesis, Department of Earth Science, University of Waterloo. Waterloo, Ontario, Canada.
65. Rudolph, D.L.; J.A. Cherry; R.N. Farvolden. (1991): Groundwater flow and solute transport in fractured lacustrine clay near Mexico City. *Water Resources Research*, 27,2187-2201.
66. Ruland, W.W.; J.A. Cherry; S. Feenstra. (1991): The depth of fractures and active groundwater flow in a clayey till plain in southwestern Ontario. *Ground Water*, 29,405-417.
67. Broholm, K.E.; E. Arvin; A. Hansen; P. Jørgensen; K. Hinsby. (1995): The fate of dissolved creosote compounds in an intact fractured clay column. In proceedings from: International Conference on groundwater quality: remediation and protection (GQ95). Prague.
68. Brettmann, K.L.; K.H. Jensen; R. Jacobsen. (1993): Tracer test in fractured chalk. 2. Numerical analysis. *Nordic Hydrology*, 24,275-296.
69. Sudicky, E.A.; R.G. McLaren. (1992). User's guide for FRACTRAN: An efficient simulator for two-dimensional, saturated groundwater flow and solute transport in porous or discretely-fractured porous formations. Groundwater Simulations Group, Institute of Groundwater Research, University of Waterloo. Waterloo, Ontario, Canada.
70. Raven, K.G.; K.S. Novakowski; P.A. Lapcevic. (1988): Interpretation of field tests of a single fracture using a transient solute storage model. *Water Resources Research*, 24,2019-2032.